

سنگ شناسی دگرگونی

دکتر علی درویش‌زاده





سنگ شناسی دگرگونی

(رشتهٔ زمین شناسی)

دکتر علی درویش زاده

گروه زمین‌شناسی
(۵۸ / ق)

دانشگاه پیام‌نور
۱۰۳۵

سرشناسه	:	درویش‌زاده، علی، ۱۳۱۴-
عنوان و پدید آور	:	سنگ‌شناسی دگرگونی: رشته زمین‌شناسی / مؤلف: علی درویش‌زاده؛ ویراستار علمی: محمد ولی‌زاده .
مشخصات نشر	:	تهران: دانشگاه پیام‌نور، ۱۳۸۲.
مشخصات ظاهری	:	دوازده، ۲۷۸ص . : مصور.
فروست	:	دانشگاه پیام نور؛ ۱۰۳۵. گروه (۵۸ / ق)
شابک	:	978 - 964 - 387 - 050 - 8
یادداشت	:	فهرستنویسی بر اساس اطلاعات فیپا .
یادداشت	:	واژه نامه .
یادداشت	:	کتابنامه: ص . ۲۷۳ - ۲۷۴ .
موضوع	:	۱. آموزش از راه دور- ایران .
موضوع	:	۲. سنگهای دگرگونه – آموزش برنامه‌ای .
شناسه افزوده	:	الف. دانشگاه پیام نور. ب. عنوان .
رده بندی کنگره	:	LC۵۸۰۸/الف ۹ د۴۴
رده بندی دیویی	:	۳۷۸/۱۷۵۰۹۵۵
شمارهٔ کتابشناسی ملی	:	م۸۲-۳۰۶۲۷



سنگ‌شناسی دگرگونی

دکتر علی درویش‌زاده

ویراستار علمی: محمد ولی‌زاده

ویراستار ادبی: نیره توکلی

طراح آموزشی: غضنفر حضرتی

حروفچینی، نمونه‌خوانی: مدیریت تولید مواد و تجهیزات آموزشی

طراح جلد و صفحه‌آرا: فرشتهٔ فلاحت‌دوست

لیتوگرافی، چاپ و صحافی: انتشارات دانشگاه پیام‌نور

شمارگان: ۲۰۰۰ نسخه

نوبت و تاریخ چاپ: چاپ اول آزمایشی اسفند ۱۳۷۱، چاپ چهارم قطعی بهمن ۱۳۸۷

شابک: ۸ - ۰۵۰ - ۳۸۷ - ۹۶۴ - ۹۷۸

ISBN: 978 - 964 - 387 - 050 - 8

قیمت: ۱۷۰۰۰ ریال

بسم الله الرحمن الرحیم

پیشگفتار ناشر

کتابهای دانشگاه پیام نور حسب مورد و با توجه به شرایط مختلف به صورت درسنامه، آزمایشی، قطعی، متون آزمایشگاهی، فرادرسی، و کمک‌درسی چاپ می‌شود. کتاب **درسنامه** (د) نخستین ثمرهٔ کوششهای علمی صاحب اثر است که براساس نیازهای درسی دانشجویان و سرفصلهای مصوب تهیه می‌شود و پس از داوری علمی در گروههای آموزشی، بدون طراحی آموزشی و ویرایش چاپ می‌شود. با تجدیدنظر صاحب اثر و دریافت بازخوردها و اصلاح نارساییها، درسنامه با طراحی آموزشی، ویرایش، و طراحی فنی ـ هنری به صورت **آزمایشی** (آ) چاپ می‌شود. با دریافت نظرهای اصلاحی، صاحب اثر در کتاب تجدید نظر می‌کند و کتاب به صورت **قطعی** (ق) چاپ می‌شود. در صورت ضرورت، در کتابهای چاپ قطعی نیز تجدید نظرهای اساسی به عمل می‌آید یا متناسب با پیشرفت علوم و فناوری بازنویسی می‌شوند. **متون آزمایشگاهی** (م) متونی است که دانشجویان با استفاده از آن و راهنمایی مربیان کارهای عملی آزمایشگاهی را انجام می‌دهند. کتابهای **فرادرسی** (ف) و **کمک‌درسی** (ک) به منظور غنی‌تر کردن منابع درسی دانشگاهی تهیه می‌شوند. کتابهای فرادرسی با تأیید معاونت پژوهشی و کتابهای کمک‌درسی با تأیید شورای انتشارات تهیه می‌شوند.

مدیریت تدوین

فهرست

فصل هفتم. اقسام سنگهای دگرگونی ۱۷۵

پیشگفتار

در سال ۱۳۷۱ وقتی که اولین کتاب سنگ‌شناسی دگرگونی را با وسواس زیاد به اتمام رساندم، احساس رضایت کردم. زیرا اولین بار بود که می‌بایست به پیشنهاد دانشگاه پیام‌نور کتابی خودآموز تألیف کردم که جنبهٔ نظری و عملی وجه غالب آن باشد. و این دو برایم تازگی داشت. آن کتاب دوازدهمین کتابی بود که می‌نوشتم، و با بهره‌گیری از تجارب تدریسم در نوشتن آن حوصلهٔ زیادی به خرج دادم و نتیجه کتابی شد که از یک طرف به سرعت مورد استقبال دانشجویان رشته‌های زمین‌شناسی و معدن قرار گرفت و از طرف دیگر در سال ۱۳۷۲ کتاب سال جمهوری اسلامی شد. در همان سال نیز دانشگاه تهران آن را بهترین کتاب زمین‌شناسی در دانشگاههای کشور شناخت. افزون بر آن، دانشگاه پیام‌نور در ۱۰ سال اخیر چندین بار آن را تجدید چاپ کرده است.

امروز که آن کتاب از صورت درسنامه خارج شده و دانشگاه پیام‌نور آن را به‌صورت یک کتاب علمی تخصصی به چاپ می‌رساند، سبک نوشتار آن تغییر نکرده و مطالب آن در چارچوب برنامه‌های مصوب شورای عالی انقلاب فرهنگی است و برای آنکه از لحاظ علمی به روز باشد، مطالب جدیدی به آن اضافه شده است. این کتاب در سه واحد درسی (۱+۲) تنظیم شده و مطالب عملی آن نیز با توجه به اشکال و انتخاب مثالهای مناسب به‌ویژه از ایران تدوین شده است. چند صفحهٔ آخر را به پراکندگی سنگهای دگرگونی در محدودهٔ ایران اختصاص داده‌ام تا هم دانشجویان با سرزمینهای دگرگون‌شدهٔ کشورمان آشنا شوند و هم به تناسب فرصتهایی که به‌دست می‌آورند به مطالعهٔ صحرایی و نمونه‌برداری سنگهای دگرگونی در نزدیکی محل اقامت خود رغبت بیشتری نشان دهند.

به این امید که توانسته باشم به وظیفه‌ام که خدمت به فرهنگ و اعتلای علمی کشور عزیزمان است عمل کرده باشم، از خوانندگان ارجمند تقاضا دارم با یادآوری نظریات خود مرا در ارائهٔ کتابی کم‌نقص‌تر در چاپهای بعدی یاری کنند.

علی درویش‌زاده

پاییز ۱۳۸۱

فصل اول

اصول و تعاریف

مقدمه

دگرگونی یا متامورفیسم[1] عبارت است از تغییراتی که در ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی یا ساختار سنگ در حالت جامد رخ می‌دهد تا آن سنگ با محیط فیزیکی و شیمیایی جدید خود سازگاری بهتری پیدا کند. در این تعریف باید به موارد زیر توجه داشت:

الف) کلیهٔ سنگهای موجود در زمین (یعنی آذرین، رسوبی و حتی دگرگونی) ممکن است دچار این تغییر شوند.

ب) شرایط جدید باید با شرایط تشکیل اولیه‌ای که سنگ در آن تشکیل شده نسبتاً متفاوت باشد.

چنانکه می‌دانیم هر سنگ در شرایط مختلف حتی در سطح زمین، به‌صورت بسیار متفاوتی تغییر شکل و ماهیت می‌دهد. به‌علاوه، می‌دانیم که سنگهای آذرین در دماهای زیاد، بین ۶۵۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، و رسوبها هم در شرایط سطح زمین یعنی درحد تغییرات متعارف هیدروسفر و اتمسفر به‌وجود می‌آیند و طی عمل سنگ‌زایی (دیاژنز) به سنگهای رسوبی تبدیل می‌شود. این دو دسته سنگ، حد نهایی دمای تشکیل سنگها را نشان می‌دهند و در حالت کلی، در هر یک از آنها کانیهایی یافت می‌شوند که در شرایط دمای مربوط به آن پایدارند. حال، اگر این سنگها طی فرایندهای زمین‌شناسی در شرایط دمای حدواسطی قرار گیرند که مغایر با دمای تشکیل آنها باشد، بسیاری از کانیهای موجود در این سنگها در وضعیت تازه از حال تعادل خارج می‌شوند و در نتیجه به مرور تغییراتی در آنها ایجاد می‌شود که می‌توان آن را دگرگونی نامید. این مسئله در

1. metamorphism

مورد تغییرات فشار نیز صادق است.

ج) حالت جامد را نباید به‌معنی لغوی و به‌طور مطلق در نظر گرفت. چنانکه خواهیم دید گاه در شرایطی، سنگ مانند خمیر، حالت انعطاف‌پذیر از خود نشان می‌دهد و چینهایی در آن ظاهر می‌شود (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱ سنگهای دگرگونی چین‌خورده. این **چینها** در **حالت جامد** و براثر جریان یافتن سنگ به‌وجود آمده است.

د) تغییرات حاصل در سنگ ممکن است همراه تغییر در بافت و ساخت، تغییر در نوع کانیهای تشکیل‌دهندهٔ سنگ و یا تغییر در هر دو باشد و نتیجهٔ آن پیدایی کانیهای جدید یا بافت و ساخت نوینی باشد که با از بین رفتن کانیهای قبلی و پیدایی کانیهای جدید یا تبلور مجدد آنها انجام شدنی است.

با این توضیحات پدیدهٔ دگرگونی به محو و ناپدید شدن یک یا مجموعه‌ای از کانیهای متبلور سنگ تعبیر می‌شود. این تغییرات ممکن است روی سنگهای رسوبی که در شرایط سطحی به‌وجود آمده‌اند یا در سنگهای آذرین که از ماگما متبلور شده‌اند یا حتی در سنگهای دگرگونی حادث شود. در حالت اخیر، شرایط دگرگون‌شدگی سنگ قبلی تغییر می‌کند و این پدیده با ظهور و پیدایی یک یا مجموعه‌ای از کانیهای جدید، یا تغییر در آرایش کانیها همراه است. بنابراین دگرگونی عبارت است از پاسخی که هر سنگ در مقابل تغییرات محیط شیمیایی یا فیزیکی از خود بروز می‌دهد و این پاسخ به‌صورت تجدید تبلور کانیهای قدیمی به دانه‌های جدید، یا پدیدار شدن کانیهای نوظهور و تخریب بعضی دیگر یا تغییر در بافت و ساخت تجلی می‌کند.

حد دگرگونی

الف) شروع دگرگونی

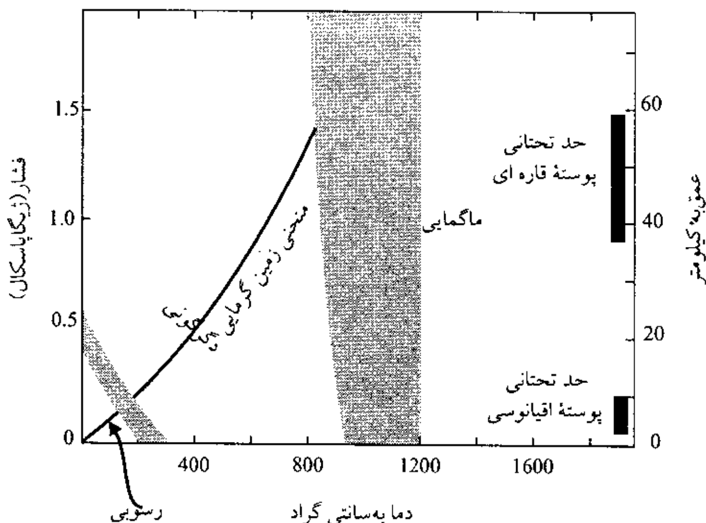
فرایندهایی مانند هوازدگی، دگرسانیهای ثانوی، دیاژنز (سنگ‌زایی) را جزء دگرگونی محسوب نمی‌کنند و شروع دگرگونی را بالاتر از شرایط دیاژنز در نظر می‌گیرند. بنابراین، اگرچه در دیاژنز رسوبات یا هوازدگی سنگها در سطح زمین، کانیها جدیدی در حالت جامد به‌وجود می‌آید، یا براثر تبلور دوباره در این شرایط، کانیها ممکن است رشد و نمو یابند، چون این تغییرات در دمای کم انجام می‌گیرد جزو فرایندهای دگرگونی محسوب نمی‌شوند. در واقع، فرایندهای هوازدگی، شامل پدیده‌هایی تخریبی‌اند که در شرایط کمتر از ۱۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار یک کیلو بار و اصولاً در شرایط سطح زمین انجام می‌شوند و فرایندهای دیاژنز شامل پدیده‌هایی غیرتخریبی‌اند که در شرایط فیزیکی فوق اتفاق می‌افتند. بنابراین، تنها فرایندهایی را که در بالاتر از این شرایط (۱۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار یک کیلو بار) عمل می‌نمایند جزو دگرگونی به‌حساب می‌آورند. ولی جداکردن این حد و مرز کاملاً نسبی است، زیرا نمی‌توان دما و فشار وارد بر یک سنگ را در چنین محدوده‌هایی مجزا کرد.

اگرچه همگان پذیرفته‌اند که دیاژنز با آغاز دگرگونی خاتمه می‌یابد، ولی لازم است پرسیده شود که فرایند دگرگونی از کجا شروع می‌شود؟

سنگ‌شناسان ظهور کانیهایی را که فقط در محیط دگرگونی به‌وجود می‌آیند (مانند لامونتیت، لاوسونیت، گلوکوفان و پاراگونیت)، شروع دگرگونی محسوب می‌کنند. ولی چون شرایط تشکیل این کانیها با هم متفاوت است، فقط ظهور لامونتیت و لاوسونیت را که در حداقل شرایط ممکن به‌وجود می‌آیند مورد توجه قرار می‌دهند. دمای تشکیل لامونتیت در حدود ۱۷۵ درجهٔ سانتی‌گراد و در فشار نسبتاً زیاد (۵ر۰ ± ۳ کیلو بار) و لاوسونیت نیز در کمترین دما (۱۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد) به‌وجود می‌آید. ولی باید خاطر نشان کرد که شرایط شیمیایی تشکیل این دو کانی در سنگها همیشه فراهم نیست. بنابراین، فقط در سنگهایی که این کانیها وجود داشته باشند می‌توان به کمک پرتو ایکس یا میکروسکوپ الکترونیکی ابتدا وجود این کانیها را به اثبات رسانید و سپس شرایط شروع دگرگونی را به‌دست آورد.

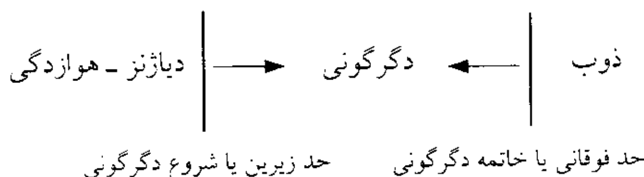
ب) خاتمهٔ دگرگونی

در تعیین شرایط خاتمهٔ دگرگونی نیز با همین مشکل مواجهیم. اگرچه شروع ذوب سنگها را خاتمهٔ دگرگونی و آغاز ماگماتیسم می‌دانند، تعیین حد و مرز ماگماتیسم که مستلزم ذوب در سیستمهای سیلیکاتی است و فرایندهایی که در آن دگرگونی درجات شدید اتفاق می‌افتد در تمام حالات میسر نیست. مثلاً حضور آب، دمای ذوب گرانیت را به ۶۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد کاهش می‌دهد، درحالی‌که در محیط خشک همین نوع سنگ تا حدود ۹۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد حالت جامد خود را حفظ می‌کنند. به همین دلیل در شکل ۱-۲، بین شروع و خاتمهٔ ذوب حالت بینابین حرارتی وجود دارد. در این شرایط، سنگهای خاصی که میگماتیت نامیده می‌شوند به‌وجود می‌آیند. بنابراین حد نهایی دگرگونی عبارت است از ظهور مایعات مذاب و ایجاد سنگهای میگماتیتی.



شکل ۱-۲ شرایط تشکیل و قلمرو پایداری سه دسته از سنگهای رسوبی، دگرگونی و ماگمایی در نمودار تغییرات دما و فشار. همان‌طور که ملاحظه می‌کنیم سنگهای دگرگونی در شرایط پوستهٔ زمین (و گاه در سطح زمین نیز) به‌وجود می‌آیند. در این شکل، تغییرات درجات زمین گرمایی نشان داده شده است. خطوط ضخیم تیرهٔ سمت راست هم حد تحتانی پوستهٔ قاره‌ای و اقیانوسی را مشخص می‌کند. حد مزبور در مناطق مختلف متفاوت است به‌همین دلیل دامنهٔ تغییرات آن با خط ضخیم نشان داده شده است.

با این توضیحات می‌توان حدود قلمرو دگرگونی را مطابق طرح زیر مشخص کرد و از آن نتیجه گرفت



در بعضی موارد، سنگهای دگرگونی تغییرات بسیار کمی متحمل می‌شوند (درجات ضعیف دگرگونی)، ولی گاه تغییر حالت چنان شدید است که تشخیص سنگ اولیه را ناممکن می‌سازد. در این حالت، سطوح لایه‌بندی، سنگواره‌ها و حفره‌های موجود در سنگ مادر به‌کلی از بین می‌رود و در شرایط بسیار شدید همان‌طور که قبلاً توضیح داده شد سنگ مانند خمیری پیچ و تاب برمی‌دارد.

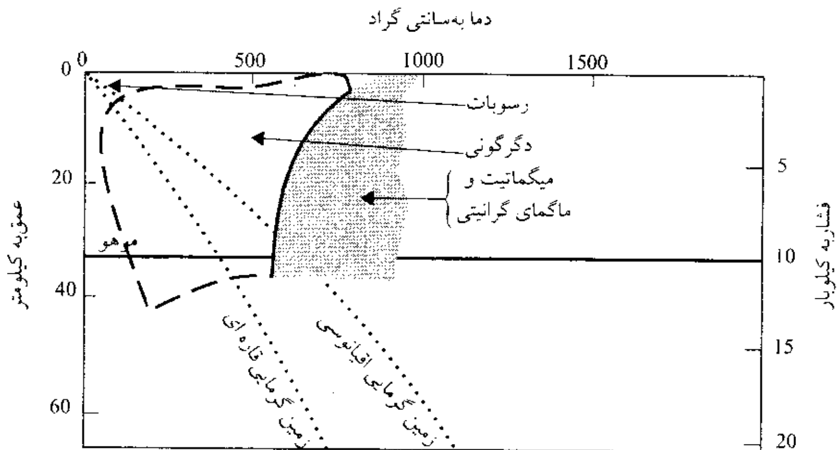
مسلماً رفتار سنگها در برابر عوامل دگرگون‌ساز یکسان نیست. بجز عوامل دما، فشار و سیالات، باید درجهٔ پویایی این سیالات و میزان تغییر شکل‌پذیری سنگ را نیز در نظر گرفت. به‌همین دلیل، لایه‌های مختلف سنگی که تحت‌تأثیر شرایط یکسان دگرگونی قرار می‌گیرند حالتهای متفاوتی از خود نشان می‌دهند که در بررسی سنگ‌شناختی باید دقیقاً بدان توجه شود (شکل ۶-۳). اگر سنگهای رسوبی اولیه‌ای وجود داشته باشد که بین لایه‌های آن برشهای پیروکلاستی یا حتی دایکهایی از سنگهای آذرین نفوذ کرده باشد، در این صورت سنگهای اخیر نیز در معرض همان درجات دگرگونی قرار می‌گیرند و بنابراین می‌توان درجه و شدت دگرگونی آنها را با سنگهای رسوبی مقایسه کرد.

محل دگرگونی

قبلاً تصور می‌شد که پدیده‌های دگرگونی در شرایط پوستهٔ زمین رخ می‌دهد. حالات و انواع مختلف آن از سطح تا مرز موهو تشکیل می‌شود. ولی امروزه وجود سنگهایی که در شرایط فشار و دمای زیاد به‌وجود می‌آیند (مانند اکلوژیت و اولترامافیکهای دگرگون‌شده) حد آن را از مرز پوسته فراتر می‌برند و قسمتی از گوشته فوقانی را نیز دربرمی‌گیرد (شکل ۱-۳). چنانکه خواهیم دید، بخشی از افیولیت که با نام تکتونیت شناخته می‌شود و زیر موهو قرار دارد، اولترامافیکهای دگرگون‌شدهٔ گوشتهٔ فوقانی‌اند که درحین جابه‌جایی، دچار دگرگونی دینامیکی شده‌اند.

اصولاً پدیده‌های دگرگونی را، برخلاف فرایندهای رسوبی و ماگماتیسم، به‌طور مستقیم نمی‌توان دید و بررسی کرد و دانسته‌های، دربارهٔ این پدیده‌ها برمبنای مطالعهٔ ویژگیهای

سنگهای دگرگونی و تطبیق آنها با تجارب آزمایشگاهی و تفسیرهای صحرایی به‌دست می‌آید. به‌همین دلیل مطالعه و تفسیر سنگهای دگرگونی تنها در چند دهۀ اخیر رونق فراوانی یافته است.



شکل ۱-۳ حد نهایی دگرگونی در شرایط پوسته، تولید مایعات مذاب (میگماتیت و ماگمای گرانیتی) است، ولی محدودۀ تشکیل سنگهای دگرگونی از مرز موهو نیز تجاوز کرده که با حضور سنگهای دگرگون‌شدۀ درجات شدید (اکلوژیت و اولترامافیکهای دگرگون‌شده) مطابقت دارد.

دگرگونیهای پیشرونده و پسرونده

اگر در ناحیه‌ای، دگرگونی براثر افزایش تدریجی فشار و دما پدید آید، به آن دگرگونی پیشرونده[1] می‌گویند. در این نوع دگرگونی تبلور دوباره اهمیت زیادی دارد و همراه آن تغییرات کانی‌شناختی گسترده‌ای نیز رخ می‌دهد. بنابراین، کانیهای قبلی در شرایط جدید پایداری خود را از دست می‌دهند و به‌جای آنها کانیهای جدیدی تشکیل می‌شود که در شرایط تازه پایدارترند. این عمل ممکن است با انجام واکنشهایی همراه باشد که آب یا CO_2 را از محیط خارج می‌کند یا ممکن است واکنشهای تبدیل کانیها به یکدیگر باشد (شکل ۱-۵) مانند تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت که سیال در آن نقشی ندارد.

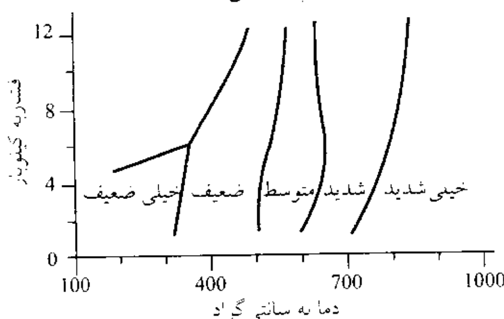
مسلماً، مناطقی که تحت‌تأثیر شدیدترین درجات دگرگونی قرار داشته باشند به‌تدریج و به‌مرور زمان (براثر فرسایش یا بالازدگی ناحیه)، دما و فشار خود را از دست می‌دهند، در نتیجه کانیهای موجود در آن به‌حالت ناپایدار درمی‌آیند و در صورتی که مواد سیال در

1. prograde

سنگ وجود داشته باشد دگرگونی گسترده‌ای که به آن دگرگونی پسرونده[1] یا قهقرایی[2] یا دیافتورز[3] می‌گویند حاصل می‌شود که نتیجهٔ کلی آن تبدیل کانیهای درجه بالا به مجموعه کانیهایی است که در دما و فشار پایینتر پایداری بیشتری دارند.

درجات شدت دگرگونی

چنانکه دیده‌ایم، شروع دگرگونی را پایان دیاژنز می‌دانند. ولی بین دیاژنز و دگرگونی، منطقه‌ای حدواسط یا بینابین وجود دارد که به آن منطقه آنکی‌زون می‌گویند که معرف شروع درجات بسیار ضعیف دگرگونی است. اگرچه برای تعیین درجات شدت دگرگونی روشهای مختلفی وضع شده است که بعداً به آن اشاره می‌شود (فصل پنجم)، برای شروع بحث لازم است با استفاده از نمودار هیندمن[5]، تقسیمات شدت را در محدودهٔ تغییرات دما و فشار مختلف مورد توجه قرار دهیم (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴ حدود تغییرات دما و فشار در شدتهای مختلف دگرگونی

در واقع درجات اصلی شدت عبارت‌اند از:

- دگرگونی باشدت کم که خود به‌دو درجهٔ بسیار ضعیف و ضعیف تقسیم می‌شود.
- دگرگونی با شدت متوسط
- دگرگونی باشدت زیاد که خود به دو درجهٔ شدید و بسیار شدید تقسیم می‌شود.

مثالهایی از تغییر و تبدیل در کانیها و سنگها

مثال ۱. چندشکلی یا پلی‌مورفیسم

چندشکلی پدیده‌ای است که به‌موجب آن یک ماده ممکن است تحت شرایط فیزیکی

1. retrograle 2. retrogressive 3. diaphthorese
4. Hindmann

متفاوت (فشار و دما) به بیش از یک شکل (فرم) متبلور دیده شود. همان‌طور که پیشتر گفته شد، هر یک از انواع چندشکلی در شرایط خاصی از فشار و دما پایدارند. اصولاً در چندشکلی، شکلی پایدارتر است که در وضعیت فیزیکی خاص نظم و آرایش اتمی آن با کمترین انرژی ممکن انجام شود. اهمیت چندشکلی در آن است که با پیدا شدن یکی از شکلهای چندشکلی در سنگ می‌توان دست‌کم به وضعیت فشار و دمایی که سنگ در آن تشکیل شده پی برد، ولی این کار همیشه به‌آسانی انجام نمی‌شود زیرا:

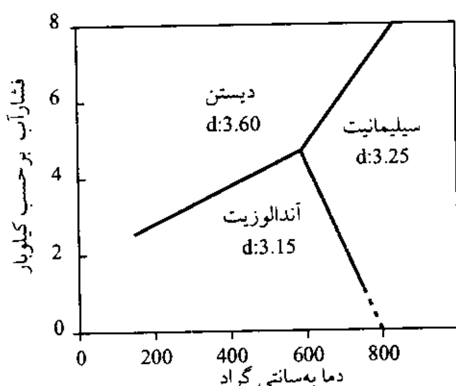
تغییر و تبدیل از یک نوع چندشکلی به نوع دیگر به‌ازای تغییرات فشار و دما ممکن است سریع یا کند، برگشت‌پذیر یا برگشت‌ناپذیر باشد. بعضی از تغییر و تبدیلها هم با حضور بعضی از کاتالیزورها انجام می‌شود. لذا در تشکیل بعضی از چندشکلیها، علاوه بر شرایط فیزیکی باید شرایط محیط شیمیایی را هم در نظر گرفت. محیط شیمیایی ممکن است موجب پیدایی یکی از شکلهای متبلور حتی در خارج از قلمرو پایداری فیزیکی آن شود (شرایط نیمه‌پایدار[1]). در این حالت، برای پی‌بردن به‌شرایط حرارت و فشار تشکیل سنگ استفاده از کانی چندشکل ممکن است نادرست باشد. مثلاً رسوبات تراورتن و بعضی از رسوبات آهکی در غارها (بعضی استالاکتیتها و استالاگمیتها) از نوع آراگونیت‌اند. ولی می‌دانیم که کلسیت ($Ca\ CO_3$) در شرایط دما و فشار معمول در سطح زمین متبلور می‌شود ولی آراگونیت (پلی‌مورف کلسیت) در دمای اتاق معمولی ولی در فشار زیاد (۳۰۰۰ اتمسفر) به‌وجود می‌آید. اما تصور اینکه فشار در محیط رسوبگذاری چشمه‌های آهکی یا غارها در حدود ۳۰۰۰ اتمسفر باشد ناممکن به‌نظر می‌رسد که قاعدتاً نیز چنین است. ولی امروزه ثابت شده که اگر در محیط رسوبگذاری مقداری استرونسیم و منیزیم به‌حالت یون موجود باشد، یون کلسیم به‌جای کوئوردیناسیون ۹تایی کوئوردیناسیون ۶تایی به خود می‌گیرد و در نتیجه آراگونیت حاصل می‌شود (حالت نیمه‌پایدار $Ca\ CO_3$) که با تغییر شرایط فیزیکی (در حد دیاژنز) به کلسیت تبدیل می‌شود.

باید دانست که پایداری بسیاری از کانیهای فشار و دمای زیاد در شرایط اتمسفر (مثلاً تبدیل الماس به گرافیت) مربوط به‌همان حالت نیمه‌پایدار آنها است. زیرا تغییر و تبدیل الماس به گرافیت بسیار کند و احتیاج به‌زمانی بسیار طولانی دارد. بنابراین تصور برگشت‌ناپذیری دربارهٔ آنها نادرست است.

---
1. metastable

اگر یک کانی با تغییرات دما و فشار، بدون آنکه شکل خارجیش تغییر کند، به کانی دیگری تبدیل شود پارامورفیسم نامیده می‌شود. مثلاً پیدا شدن بلورهای کوارتز α در گدازه‌ها امری عادی است که در پایینتر از ۵۷۳ درجهٔ سانتی‌گراد از کوارتز β به‌وجود می‌آید. عکس این حالت نیز صادق است، یعنی با افزایش دما کوارتز α به کوارتز β تبدیل می‌شود. این تغییر و تبدیل سریع و، به‌عبارت دیگر، از نوع برگشت‌پذیر است. در این تبدیل فقط آرایش اتمی شبکهٔ تبلور تغییر می‌کند.

تعداد پلی‌مورف‌ها زیاد است و متداولترین آنها در سنگهای دگرگونی سه پلی‌مورف Al_2SiO_5 است که به‌نامهای آندالوزیت (کانی فشار کم، دما کم)، کیانیت یا دیستن (کانی فشار زیاد، دمای کم) و سیلیمانیت (کانی فشار و دمای زیاد) معروف‌اند (شکل ۱-۴) و در سنگها سرشار از آلومینیم یکی از اقسام آنها را در درجات دگرگونی متوسط تا زیاد می‌توان دید.



شکل ۱-۵ قلمرو پایداری سیلیکات آلومینیم در شرایط دما و فشار متفاوت

مثال ۲. واکنشهای ناکامل در حالت جامد

این قبیل واکنشها را می‌توان در بعضی از سنگها به‌صورت هالهٔ واکنشی ملاحظه کرد (شکل ۱-۶ و ۱-۷). در این حالت کانی ناپایدار در هاله‌ای از کانیهای پایدار قرار می‌گیرد. کانیهای اخیر نیز خود در نتیجهٔ واکنش بین دو یا چند کانی مجاور به‌وجود می‌آیند:

حالت الف) در شکل ۱-۶، یک بلور اولیوین را ملاحظه می‌کنیم که ابتدا در تماس با پلاژیوکلاز بوده ولی بعداً در هاله‌ای از هیپرستن و دیوپسید محاط شده است. زیادی منیزیم و آهن اولیوین نیز به‌صورت اسپینل (MgO, Al_2O_3) در حد فاصل بلورهای پلاژیوکلاز پراکنده شده‌اند. کلسیم حاصل از تخریب پلاژیوکلاز هم در جهت مخالف

به‌طرف اولیوین مهاجرت می‌کند و در تشکیل دیوپسید مصرف می‌شود. مسلماً با از دست رفتن کلسیم پلاژیوکلاز، این کانی در خلال این واکنش سدیم‌دارتر شده است. می‌توان واکنشها را در حد کلی چنین نوشت:



$$2Mg_2SiO_4 = 2MgSiO_3 + 2MgO \qquad (1-1)$$

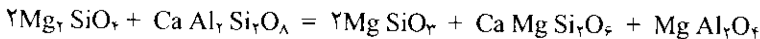
پریکلاز + انستاتیت = فورستریت



$$CaAl_2Si_2O_8 + 2MgO = CaMgSi_2O_6 + MgAl_2O_4 \qquad (2-1)$$

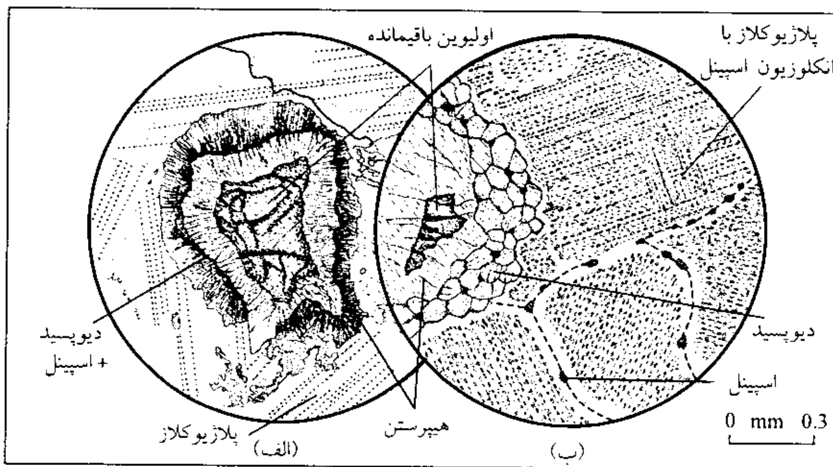
اسپینل + دیوپسید = پریکلاز + آنورتیت

با جمع کردن این دو رابطه خواهیم داشت:



$$2Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8 = 2MgSiO_3 + CaMgSi_2O_6 + MgAl_2O_4$$

اسپینل + دیوپسید + انستاتیت = آنورتیت + فورستریت

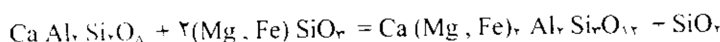


شکل ۱-۶ هالهٔ واکنشی در یک گابروی دگرگون‌شده (متاگابرو). هاله‌ای از کانیهای هیپرستن + دیوپسید + اسپینل در اطراف بلورهای اولیوین به‌وجود آمده و بلورهای اولیوین در تماس با پلاژیوکلاز کلسیم‌دار بوده است (شکل الف). شکل ب، مرحلهٔ پیشرفته‌تری از هالهٔ واکنشی است؛ دیوپسید بافت گرانوبلاستیک پیدا کرده و اسپینل در حد فاصل بلورهای پلاژیوکلاز یا در بین تیغه‌های ماکل آن جای گرفته است. بعضی از دانه‌های اسپینل نیز در محل تقاطع بلورهای دیوپسید دیده می‌شوند.

حال اگر بخواهیم علل پیدایی این هاله‌های واکنشی را توجیه کنیم، لازم است به تغییرات دما و فشار محیط توجه داشته باشیم. افزایش دما موجب پیدایی کانیهای نوظهور با حجم بزرگتر و افزایش فشار موجب پیدایی کانیهای جدید با وزن حجمی بیشتر یعنی

حجم کمتر می‌شود. در سنگهای گابرویی یا بازالتی، بلورهای پلاژیوکلاز با حجم مولی نسبتاً بزرگ خود در فشار کم در این قبیل سنگها پایدارند، ولی با افزایش فشار (یعنی در شرایط دگرگونی) به کانیهایی با حجم مولی نسبتاً کوچکتر مانند دیوپسید، هیپرستن و اسپینل تبدیل می‌شوند. با این توضیحات می‌توان نتیجه گرفت چگونه اولیوین در شرایط گوشتهٔ فوقانی (دما و فشار زیاد) پایدار است ولی در شرایط فشار ضعیفتر در مجاورت پلاژیوکلاز به مجموعه‌ای تبدیل می‌شود که در شرایط پوستهٔ زیرین پایدار است.

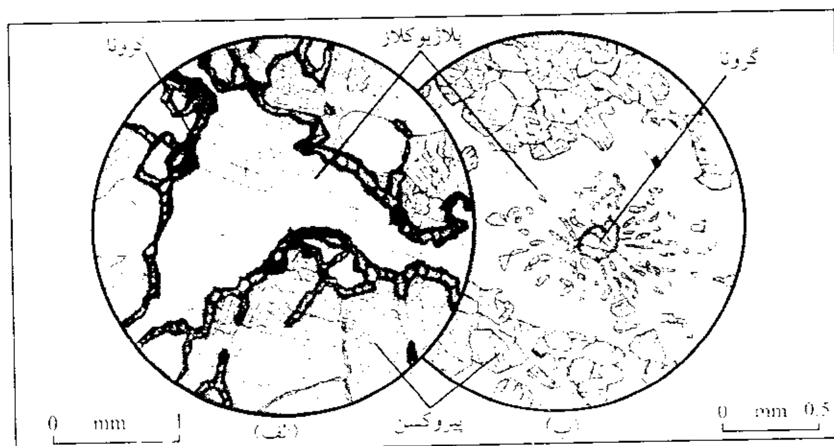
حالت ب) در شکل ۱-۷ به بلورهای گرونا به‌صورت هاله‌ای واکنشی در حد فاصل بلورهای پیروکسن (هیپرستن) و پلاژیوکلاز به‌وجود آمده که نشانه‌ای از رابطهٔ زیر است:



$$CaAl_2Si_2O_8 + 2(Mg,Fe)SiO_3 = Ca(Mg,Fe)_2Al_2Si_3O_{12} + SiO_2$$

سیلیس گرونا هیپرستن آنورتیت

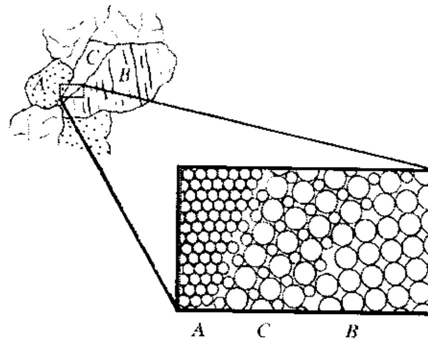
در حالت الف همین شکل، براثر واکنش آنورتیت با هیپرستن، بلورهای گرونا به‌صورت نواری در حد فاصل این دو کانی به‌وجود آمده است. چگونگی تشکیل این کانی در حالت جامد که با جابه‌جایی اتمها امکانپذیر گردیده به‌صورت فرضی در شکل ۱-۸ نشان داده شده و به این ترتیب کانی سنگینتری به‌وجود آمده است. بنابراین، سنگ مادر آن که یک گابروی معمولی است در شرایط فشار زیاد قرار گرفته و از واکنش بین دو کانی مجاور آنورتیت و هیپرستن، کانی گرونا به شکل نوار به‌وجود آمده است. مسلماً این



شکل ۱-۷ در شکل الف، بلورهای گرونا در حد فاصل بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز به‌صورت نواری تیره دیده می‌شود. در شکل ب، حالت عکس دیده می‌شود، یعنی در اینجا در اطراف بلورهای گرونا، بلورهای کرمی‌شکل پیروکسن و پلاژیوکلاز به‌وجود آمده و از بلور گرونا فقط قطعهٔ کوچکی باقیمانده است.

واکنش ناکامل است و برای کامل شدن به زمان زیادی نیاز دارد.

در شکل ب، حالت عکس حالت الف را ملاحظه می‌کنیم یعنی گرونا تخریب و به هیپرستن و آنورتیت تبدیل شده که به‌حالت کرمی‌شکل در اطراف بلورهای گرونا بر جا مانده است. در اینجا سنگ اولیه که خود یک سنگ دگرگونی است به درجات شدت دگرگونی کمتری برده شده؛ بنابراین، دچار دگرگوبی پسرونده شده است.



شکل ۱-۸ واکنش شیمیایی بین کانی A و B در حالت جامد منجر به تشکیل کانی C در حد فاصل آنها شده است به نحوی که: $A + B \rightarrow C$

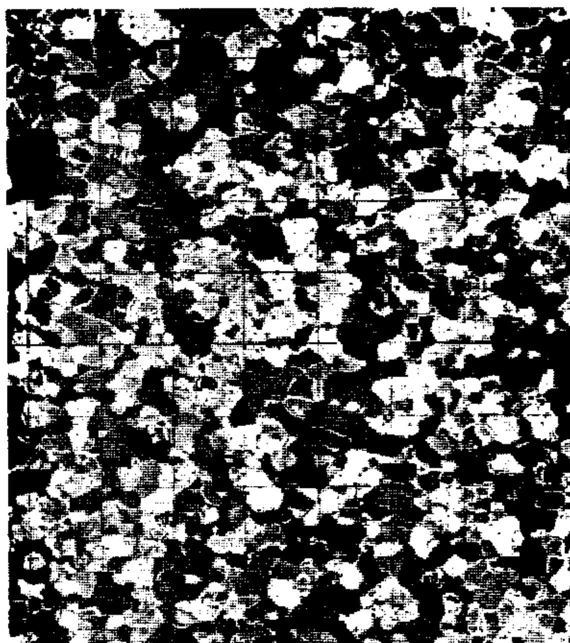
مثال ۳. یخ یخچالهای طبیعی مثالی از دگرشکلی

یخ یک کانی است و مجموعه‌ای از بلورهای آن سنگی را تشکیل می‌دهد که می‌توان در محل یخچالهای طبیعی رؤیت کرد. لازمهٔ تشکیل یخ یخچالهای طبیعی آب و هوای سرد است و می‌توان آن را سنگی دگرگونی پنداشت که در مقیاس عمر آدمی هم به‌وجود می‌آید. می‌دانیم که یخ براثر نیروی وزن خود در شیبهای ملایم همانند خمیری شکل‌پذیر جریان می‌یابد. این عمل باعث خرد شدن و تبلور مجدد بلورها یخ در حالت جامد می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی می‌توان اختصاصات بافت کریستالوبلاستیک سنگهای دگرگونی را در آن ملاحظه کرد (شکل ۱-۹، الف).

جریان خمیری در یخچالهای طبیعی موجب دگرشکلی[1] لایه‌های یخ نیز می‌شود و چینهایی در آن به‌وجود می‌آید که می‌توان به کمک لایه‌های کثیف مطابق شکل ۱-۹ ب آنها را رؤیت کرد. این چینها را می‌توان با چینهایی که در اعماق سنگهای دگرگونی و هنگامی که این سنگها به‌حالت خمیری جریان می‌یابند مشابه دانست. یخ یخچالهای طبیعی هم مانند سایر سنگهای دگرگونی با افزایش دما ذوب می‌شود.

1. deformation

(الف)



(ب)



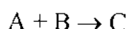
شکل ۱-۹ الف) عکس یک مقطع میکروسکوپی از یخ یخچالهای طبیعی در نور پلاریزه است. لکه‌های سیاه کروی حبابهای هواست. ب) عکس هوایی از حاشیهٔ جنوبی یخچال بارنز در کانادا است. به کمک لایه‌های کثیف، می‌توان چینهای ناشی از جریان خمیری یخ را به‌خوبی مشاهده کرد.

تعادل در دگرگونی

برخی از سنگهای دگرگونی ترکیب کانی‌شناختی نسبتاً ساده‌ای دارند و در آن یک، دو، سه یا چهار نوع کانی اصلی یافت می‌شود، به‌عبارت دیگر، تعداد کانیها محدود است. در اینجا کانیهای فرعی (مانند آپاتیت یا زیرکن که به‌علت وجود فسفر و زیرکُنیم در سنگ دیده می‌شوند) در نظر گرفته نشده‌اند. سادگی کانی‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ طی دگرگونی از نظر ترمودینامیکی به‌حالت تعادل رسیده است.

اگر سنگی (یعنی در حالت جامد) در زمان نسبتاً طولانی تحت‌تأثیر دما و فشار زیاد قرار داشته باشد، ممکن است مجموعه کانیهای جدیدی در سنگ به‌وجود آید که در شرایط تازه، پایدار باشند. این کانیهای نوظهور در شرایط دگرگونی دارای کمترین انرژی پتانسیل شیمیایی‌اند.

در شکل ۱-۱۰، مراحل تغییر و تبدیل یک سنگ رسوبی فرضی را به معادل دگرگونی آن نشان داده‌ایم و فرض می‌کنیم که تدریجاً شرایط تعادل ترمودینامیکی برقرار شده است. وانگهی، این سنگ فرضی ترکیب شیمیایی ساده‌ای دارد و در هر مرحله تنها ۲ یا ۳ نوع کانی در آن وجود دارد. مطابق شکل الف، فرض می‌کنیم که در این سنگ قبل از دگرگونی ۲۵ درصد کانی A و ۷۵ درصد کانی B موجود باشد. در حالتهای ب و ج، این سنگ تحت‌تأثیر فشار و دمای فزاینده قرار گرفته و در نتیجه دو کانی A و B نسبت به‌هم حالت پایدار ندارند و براثر واکنش شیمیایی، کانی C طبق رابطهٔ زیر به‌وجود آمده است:



$$A + B \rightarrow C$$

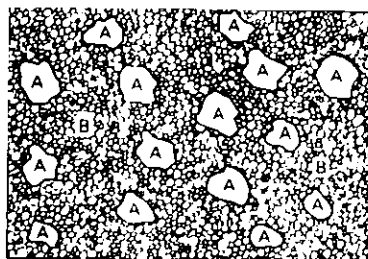
در این واکنش، کانی C انرژی پتانسیل شیمیایی کمتری در دما و فشار دگرگونی نسبت به کانی A + B دارد، ولی کانی B در شرایط جدید حالت پایدار دارد زیرا اولاً واکنش شیمیایی تا جایی که A وجود داشته باشد ادامه یافته و ثانیاً زیادی مقدار B در سنگ به رشد و تبلور دوباره نایل آمده است. در تشکیل کانی C مقدار معینی از کانی A و B (برحسب وزنی) به‌کار رفته است و اگر معادلهٔ شیمیایی هر واکنش مشخص باشد، می‌توان تغییرات حجمی را در هر یک از واکنشها تعیین کنیم.

در شکل ۱-۱۰ ب، حالت تعادل وجود ندارد زیرا تمام کانی A با کانی B وارد واکنش نمی‌شود و در نتیجه قسمتی از آن مصرف نشده می‌ماند. ولی شکل ج، نشانه‌ای از حالت تعادل در شرایط دگرگونی است که در آن تنها مجموعه کانیهای B + C دیده می‌شوند. این

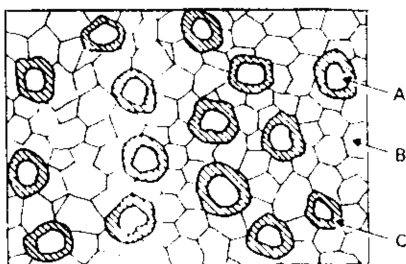
قبیل مجموعه‌های تعادلی[1] را اصطلاحاً مجموعه‌های کانی[2] می‌نامند. بعضی از سنگ‌شناسان به‌جای این اصطلاح از کلمهٔ پاراژنز استفاده می‌کنند که عبارت از مجموعه کانیهایی است که شرایط تشکیل و پایداری آنها مشابه هم باشد و از نظر شیمیایی و ترمودینامیکی با هم در تعادل باشند. هر مجموعه کانی به‌صورت زیر نوشته می‌شود و بین آنها علامت + وجود دارد مثلاً:

دیوپسید + گرونا + آنورتیت + کوارتز

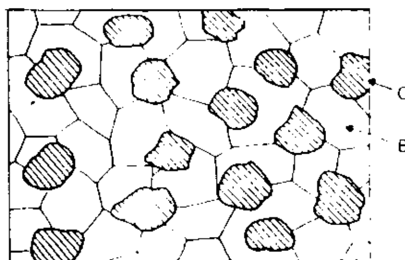
یا در مثال فرضی شکل ۱–۱۰، در حالت ج مجموعه کانیها B + C است. از نظر ترمودینامیکی تعادل هنگامی برقرار می‌شود که کانیهای حاصل درشرایط T، P و X دارای کمترین انرژی و بیشترین پایداری باشند (P = فشار، T = دما و X ترکیب شیمیایی محیط است). اگر سرعت رسیدن به تعادل در مقایسه با سرعت تغییرات شرایط T، P و X کندتر باشد (که حالتی عام است و مثال شکلهای ۱–۶ و ۱–۷، نمونه‌هایی از آن است)، حصول تعادل کامل به زمان طولانی نیاز دارد.



الف) رسوب اولیه



ب) سنگ به دما و فشار زیاد برده شده ولی واکنشها ناکامل است.



ج) فشار و دمای زیاد و مداوم موجب تکمیل واکنشها شده است

شکل ۱–۱۰ مراحل تبدیل کانیهای یک رسوب اولیه به مجموعهٔ کانیهای دگرگونی در نتیجهٔ واکنشهای شیمیایی.

1. equilibrium assemblages
2. mineral assemblages

روش ساده‌ای که براساس آن بتوان ادعا کرد که مجموعه کانیها در یک سنگ دگرگونی به‌حالت تعادل رسیده‌اند وجود ندارد. بعضی از بافتها غالباً با تعادل همراه‌اند (مانند بافت گرانوبلاستیک) ولی سنگهای بدون آن نیز ممکن است تعادل کانی‌شناسی داشته باشند.

آر. میسون (۱۹۸۴)، در یک سنگ دگرگونی روابط بافتی زیر را به‌منزلهٔ تعادل پاراژنتیکی در نظر می‌گیرد:

۱. هر یک از کانیهای یک مجموعهٔ پاراژنزی باید دارای حد و مرز مشخص نسبت به کانی مجاور باشد. مرزهای نامشخص بین یک مجموعه کانی نشانهٔ عدم تعادل یا حصول درجهٔ بسیار پایین تعادل است.

۲. بافت باید در نتیجهٔ تبلور دوباره در سنگ دگرگونی به‌وجود آید. قطعه‌قطعه شدن در خلال دگرگونی دینامیکی یا تبلور یک مادهٔ مذاب را نمی‌توان تعادل دگرگونی دانست.

۳. در کانیها نباید نشانه‌های (زونینگ منطقه‌ای) شدن شیمیایی* دیده شود.

۴. در کانیها نباید حالت جانشینی وجود داشته باشد، مانند هالهٔ واکنشی در شکل ۱-۷، یا علائم دگرسانی[1] در طول شکستگیهای سنگ.

مسلماً باید در تشخیص این موارد شخص تجربهٔ کافی وجود داشته باشد.

محیط دگرگونی

چنانکه اشاره شد، تحولات دگرگونی در حالت جامد صورت می‌گیرد. بنابراین بلورهای جدید باید ضمن رشد خود با کنار زدن یا از بین بردن و جانشین شدن به‌جای مواد قبلی، جای خود را باز کنند. به این ترتیب، ساخت سنگهای دگرگونی و روابط بین دانه‌های مختلف تابع قدرت جاسازی کانیهای مختلف است. به‌علاوه، مواد لازم برای تشکیل یک بلور جدید باید به‌طریقی به‌درون این محیط جامد، یعنی از طریق فضاهای بسیار ریز بین دانه‌های سنگ به‌محل تشکیل بلور جدید، منتقل شود. به این ترتیب، فاصله‌ای که مواد در آن آزادانه جابه‌جا می‌شوند نقش مهمی در ساخت سنگ و درجهٔ حفظ شدن یا از بین رفتن ساختمان اولیهٔ سنگ بازیک می‌کند. انرژی لازم که در به حرکت درآمدن یونها یا مواد

---

* مثلاً زونینگ در پلاژیوکلاز از نوع شیمیایی است و در آن سدیم و کلسیم با جانشینی موجب زونینگ می‌شوند.

1. alteration

سیال مؤثر است تغییرات دما و فشار است و عامل زمان را هم باید در آن گنجاند. ضمناً خاطر نشان می‌کنیم که در سنگهای دگرگونی تمام کانیها (لااقل از لحاظ نظری) همزمان با هم متبلور می‌شوند یا تبلور مجدد می‌یابند. بنابراین، شکل هر کانی به‌عواملی بستگی دارد که اهم آنها عبارت‌اند از:

- قابلیت انعطاف‌پذیری و سهولتی که کانی جدید درمحیط جامد برای خودجا باز می‌کند.
- بافت اولیهٔ سنگ و حضور یک مرحلهٔ سیال در مرز بین دانه‌ای.
- فشارهای مختلفی که در محیط تشکیل سنگ دگرگونی وجود داشته است.

باید افزود که برای وقوع واکنشهای دگرگونی حضور یک فاز سیال ضروری است. در واقع بافت یک سنگ دگرگونی نتیجهٔ انجام مجموعه‌ای از واکنشهای پیچیدهٔ جانشینی و تبادل یونی است که با برخی از مواد سیستم و به‌ویژه به یک سیال موجود در مرز دانه‌ها وابسته است.

دگرگونی توپوشیمیایی و متاسوماتوز

دگرگونی سنگها ممکن است در سیستم باز یا بسته انجام شود.

در حالت اول یعنی در سیستم باز، طی عمل دگرگونی ترکیب شیمیایی تودهٔ سنگ تغییر می‌کند، یعنی مقداری ماده به آن اضافه، یا از آن کم می‌شود. این نوع دگرگونی را آلوشیمی هم می‌گویند که شایعترین آنها متاسوماتیسم است.

حالت دوم دگرگونی زمانی اتفاق می‌افتد که ترکیب شیمیایی کلی تودهٔ سنگ، قبل و بعد از دگرگون شدن تغییر نکند. یعنی تغییر و تبدیل در سیستم بسته انجام شود. به این ترتیب، فقط کانیها و ساخت سنگ تغییر می‌کند و این دگرگونی را دگرگونی ایزوشیمیایی یا توپوشیمیایی می‌نامند.

مثال زیر برای اثبات دگرگونی توپوشیمیایی مفید است:

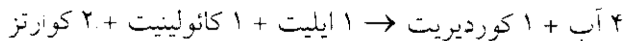
با نفوذ گرانیت هووالد[1] در داخل شیستهای استیژ[2] (در ماسیف سانترال فرانسه) دگرگونی مجاورتی بسیار جالبی به‌صورت هاله به‌وجود آمده که در بسیاری از نوشته‌ها از آن یاد شده است. در این هاله از بیرون به داخل، از یک سنگ اولیه، سنگهایی با درجات دگرگونی متفاوت به‌وجود آمده‌اند که عبارت‌اند از:

الف) منطقهٔ شیستهای لکه‌دار. که در آن بلورهای دانه‌دار درشت (پوروفیروبلاست)

---

1. Hohwald 2. Steige

سیاه‌رنگ کوردیریت با واکنش زیر در داخل شیستها ظاهر می‌شوند:


۴ آب + ۱ کوردیریت ← ۱ ایلیت + ۱ کائولینیت + ۲ کوارتز

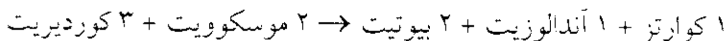
ضمناً بخشی از هماتیت سنگ مادر به مانیتیت و مادهٔ آلی به گرافیت تبدیل شده است.

ب) **منطقهٔ شیستهای نودولی میکادار.** سنگ حالت شیستی خود را از دست داده و حالت بلورین بیشتری پیدا کرده، ابعاد دانه‌ها درشت‌تر شده و بیوتیت جدید در آن به‌وجود آمده است. در این حالت کانیهای زیر را در آن می‌توان مشاهده کرد:

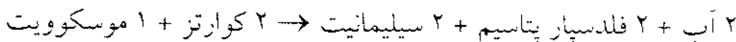
کوارتز + موسکوویت + بیوتیت + کوردیریت + تورمالین + مانیتیت

حذف کلریت برای تولید بیوتیت از مشخصات شیستهای نودولی است.

ج) **هورنفلس آندالوزیت‌دار.** بخش درونی‌تر هاله است، بافت اولیهٔ سنگ کاملاً از بین رفته و سنگ متراکمتر شده است. ساخت سنگ در زیر میکروسکوپ، دانه‌ای یا پورفیروبلاستی است. در متن سنگ بلورهای دانه‌درشت آندالوزیت دیده می‌شوند و با پیدایی آندالوزیت مطابق واکنش زیر کوردیریت حذف می‌شود:


۱ کوارتز + ۱ آندالوزیت + ۲ بیوتیت ← ۲ موسکوویت + ۳ کوردیریت

گاهی در مجاورت بعضی از توده‌های گرانیتی عمقی، هالهٔ اضافی دیگری ممکن است دیده شود (هورنفلس فلدسپاری). در این حالت مطابق واکنش زیر آندالوزیت ناپایدار می‌شود و در عوض سیلیمانیت و فلدسپار پتاسیم به‌جای موسکوویت ظاهر می‌شود:


۲ آب + ۲ فلدسپار پتاسیم + ۲ سیلیمانیت ← ۲ کوارتز + ۱ موسکوویت

حال اگر ترکیب شیمیایی شیستهای استیژ را با سنگهای سه‌گانهٔ هالهٔ دگرگونی مقایسه کنیم (جدول ۱-۱)، می‌بینیم ترکیب شیمیایی در حد کلی ثابت مانده است. ولی خاطر نشان می‌کنیم که مواد سازندهٔ هورنفلس آندالوزیت‌دار یا مثلاً مواد سازندهٔ یک گنیس دانه‌درشت، مکانی که آندالوزیت یا فلدسپار به خود اختصاص می‌دهد، از فاصله‌ای نه چندان دور به آن انتقال یافته، بنابراین مسئلهٔ ایزوشیمیایی امری نسبی است. به‌علاوه، یک سنگ پس از دگرگونی شدن هم ممکن است تحت‌تأثیر محلولهای شیمیایی (متاسوماتوز) قرار گیرد. بنابراین دگرگونی ایزوشیمیایی واقعی وجود ندارد و می‌توان حالت اول را دگرگونی با متاسوماتوز شدید و حالت دوم را دگرگونی با متاسوماتوز ضعیف درنظر گرفت.

جدول ۱-۱

هورنفلس آندالوزیت‌دار	شیست نودولی	شیست لکه‌دار	شیست استیژ	اکسیدها
۵۸٫۸	۵۹٫۷	۵۷٫۹	۵۷٫۳	SiO_2
۲۴٫۴	۲۷٫۹	۲۵٫۳	۲۵٫۳	Al_2O_3
۷٫۴	۶٫۴۴	۶٫۷	۶٫۴	Fe_2O_3
۰٫۵	۰٫۳	۱٫۶	۱٫۲	FeO
۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۱٫۹	CaO
۱٫۷	۱٫۱	۱٫۱	۰٫۷	MgO
۲٫۵	۳٫۸	۱٫۶	۲٫۶	K_2O
۱	۰٫۸	۱٫۶	۲٫۲	Na_2O

عوامل دگرگون‌ساز

مهمترین عوامل فیزیکی که در دگرگونی سنگها نقش دارند فشار و دماست. تغییرات این دو عامل بین کانیهای سنگ فعل و انفعالاتی را باعث می‌شود که بعضی از نمونه‌های آن را در صفحات قبل دیده‌ایم. چنانکه قبلاً گفته شد، هر کانی در فشار و دمای معینی تشکیل می‌شود و اگر در شرایط جدیدی از دما و فشار قرار گیرد ناپایدار می‌شود و برای رسیدن به شرایط تعادل جدید به کانیهای دیگری تبدیل می‌شود.

غیر از دو عامل فوق باید نقش زمان و سیالات (عامل شیمیایی) به‌خصوص آب را هم در نظر داشت. در شرایط فوق بحرانی که معمولاً در بسیاری از شرایط دگرگونی فراهم است، سیال گازی همانند مایعات رفتار می‌کند. در حالت معمولی، مواد فرار، حتی قبل از شروع دگرگونی، به‌درون سنگها نفوذ می‌کند و ممکن است در شکافها و منافذ باقی بماند حتی توسط کانیها جذب شود. همین مواد فرار نقش مهمی در دگرگونی برعهده دارند. چنانکه تبدیل بازالت به آمفیبولیت مستلزم حضور مقداری آب در شکافهای بسیار ریز این بازالتهاست.

آزمایشهای مختلف حاکی از آن است که حضور آب سرعت تبلور دوبارهٔ کانیها را افزایش می‌دهد و بدون آن بعضی از فعل و انفعالها حتی طی زمان زمین‌شناسی هم انجام‌پذیر نیست. این عمل به علت نقش کاتالیزی آب است که حتی به مقدار کم، تأثیر فراوانی بر جای می‌گذارد.

به‌رغم وجود سیال فعالی که حاوی مقدار کانیهای حل‌شده باشد و این کانیها با سیال مزبور در حال تعادل باشند، انتقال مواد به فواصل دور صورت نمی‌گیرد و در نتیجه

در خلال زمان، برای دگرگون شدن سنگها، سیستم ترمودینامیکی بسته‌ای به‌وجود می‌آید، یعنی انتقال مواد به فاصلهٔ معادل ابعاد بلورهایی که به‌تازگی تشکیل شده‌اند محدود است؛ زیرا ثابت شده که غالباً طی دگرگونی اختلاف جزئی شیمیایی رسوبات اولیه به‌خوبی حفظ می‌شود. با این همه، سیستم بستهٔ مورد بحث نسبی است و همیشه مقداری آب یا گاز کربنیک سیستم را ترک می‌کند، زیرا با ایجاد و افزایش گازهای مزبور فشار فوق‌العاده‌ای به‌وجود می‌آید که سبب تولید شکاف در سنگها می‌شود که خروج گازها را تسهیل می‌کند.

در دگرگونیهای ناحیه‌ای که وسعت زیادی را هم اشغال کرده باشند، می‌توان سنگهایی با درجات دگرگونی متفاوتی تشخیص داد. در این حالت، در هر یک از این سنگها، کانیهای (فازهای) مشخصی دیده می‌شوند که معرف دما و فشار یک سیستم معین است.

فشار مؤثر در دگرگونی

می‌دانیم که فشردگی هر مادهٔ جامد باعث کاهش حجم آن می‌شود. این عمل را در رسوبات به‌خوبی می‌توان مشاهده کرد؛ چه، در این حالت، ازدیاد فشار باعث کاهش حجم فضاهای خالی و خروج آب از آن می‌شود. مسلماً هرچه فشار بیشتر باشد رسوبات فشرده‌تر می‌شود و آب بیشتری از خود خارج می‌کند. در این صورت، وضعیت قرار گرفتن دانه‌ها تغییر می‌کند. فشارهای مؤثر در دگرگونی سنگها، متفاوت‌اند و انواع مهم آن عبارت‌اند از:

الف) فشار همجانبه[1]. فشاری است که به‌طور یکسان از هر طرف به یک نقطه وارد آید. ساده‌ترین فشار از این دست، فشار هیدروستاتیک است که مثلاً درون استوانه‌ای محتوی آب در هر نقطهٔ آن وجود دارد. این فشار معادل وزن ستون آب در بالای آن نقطه است.

درون زمین نیز همین وضع برقرار است، یعنی مقدار فشاری که بر یک نقطه در درون زمین وجود دارد تابع وزن سنگهای فوقانی بر آن نقطه است. این فشار را فشار بار یا فشار لیتواستاتیک (Pl) می‌نامند و همانند فشار هیدروستاتیک رفتاری همه‌جانبه یا ایزوتروپ دارد. این فشار را با حرف P نمایش می‌دهند. مقدار این فشار با افزایش عمق زیاد می‌شود، به‌نحوی که می‌توان در هر عمق مقدار آن را از رابطهٔ $P = \rho gh$ به‌دست آورد، که در آن ρ چگالی سنگهای فوقانی، h عمق و g شتاب جاذبهٔ زمین است. مقدار این فشار در عمق

1. confining Pressure

مثلاً ۸ کیلومتری و به‌فرض اینکه چگالی سنگها ۲٫۷۵ باشد برابر ۲۲۰۰ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع خواهد بود*. در بحث مربوط به پایداری کانیها در دگرگونی، معمولاً فقط فشار لیتواستاتیک مورد توجه قرار می‌گیرد. این فشار به تنهایی نمی‌تواند سبب تغییر شکل سنگها شود.

در حالت کلی عملکرد فشار لیتواستاتیک را می‌توان چنین خلاصه کرد:

- ماده را متراکم و وزن حجمی را زیاد می‌کند. این عمل با تبلور کانیهای سنگینتر جبران می‌شود.
- با افزایش تراکم، سرعت عبور امواج زلزله سریعتر می‌شود.
- دمای ذوب کانیها و سنگها را افزایش می‌دهد.

ب) فشار جهت‌دار. گاهی فشارهای وارده بر سنگهای زمین در بعضی جهات بیشتر از جهات دیگر است. در این حالت برحسب مقدار فشار، دمای سنگ و مسلماً زمان، تغییراتی در سنگ بروز می‌کند که چین‌خوردگیها و شکستگیها نمونهٔ بارز آن است. چنانکه خواهیم دید، در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، در جهت عمود بر فشارهای جهت‌دار، کانیهای ورقه‌ای روی‌هم قرار می‌گیرند و در همین جهت رشد می‌کنند و در نتیجه تورق جدیدی در سنگ به‌وجود می‌آید که غالباً نسبت به سطح لایه‌بندی طبقات رسوبی مورب است. در پاره‌ای موارد، سنگ به‌صورت ماده‌ای شکننده رفتار می‌کند و گسیخته می‌شود. قطعات حاصل روی سطوح لغزش که با فشارهای برتر هم جهت است به جریان درمی‌آیند.

سنگی که تحت فشار جهت‌دار قرار گیرد در معرض تنشهای انحرافی واقع می‌شود که نقش عمده‌ای در اختصاصات بافتی سنگ دارد. این نوع فشار فقط در بافت سنگ تأثیر می‌گذارد و تأثیری روی مجموعه کانیهای این سنگ (پاراژنز) ندارد و فقط باعث تسریع واکنشها یا سبب تسهیل جابه‌جایی سیالهای مؤثر در این واکنشها می‌شود.

آزمایشهایی که روی تغییر شکل سنگها به‌عمل آمده حاکی از آن است که فشارهای جهت‌دار در شدیدترین حالات، حداکثر در حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ بار زیادتر از فشار وزن لایه‌هاست. به‌علاوه، حدس می‌زنند که فشار تکتونیکی ممکن است ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ بار فشار کلی را افزایش دهد. می‌دانیم که در دمای زیاد، سنگها انعطاف‌پذیری بیشتری دارند و

---

* اگرچه واحد فشار در سیستم بین‌المللی واحدها پاسکال (هر 10^5 پاسکال (Pascal) برابر یک کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع) است، در بیشتر کتابها به‌جای آن، از فشار بار (bar) و کیلوبار استفاده می‌شود. یک کیلوبار نیز معادل ۰٫۱ ژیگا پاسکال است.

تغییر شکل پلاستیک (خمیری) در آنها بروز می‌کند. بنابراین، تأثیر فشارهای تکتونیکی روی آنها تا اندازهٔ زیادی کاهش می‌یابد و در عوض موجب تغییر شکل آنها می‌شود (چین‌خوردگی). در فصل آینده توضیح بیشتری در این باره ارائه خواهد شد.

ج) فشار سیالات. در شرایط دگرگونی، مواد فرار موجود در منافذ یا در شکافهای ریز سنگها یا در مرز دانه‌ها اغلب به‌عنوان فاز سیال عمل کرده و فشار دیگری ایجاد می‌کند که به آن فشار سیالی[1] (Pf) می‌گویند. تأثیر این فشار همانند اثر فشار وزن طبقات فوقانی یعنی فشار لیتواستاتیک است. به‌علاوه، در بعضی از فعل و انفعالات، با بالا رفتن دما مقداری آب و گاز کربنیک هم آزاد می‌شود که به‌علت کوچک بودن حجم منافذ، فشار حاصل از این سیالات گاهی بیش از فشار وزن طبقات فوقانی است ($Pf>Pl$) و در نتیجه با ازدیاد این فشار شکستگیهایی پدید می‌آید و مقداری آب و CO_2 رها می‌شود. فقط بعد از دگرگونی، موقعی که فاز سیال به خارج نشت کند فشار اضافی گازها از بین می‌رود و در همین حالت، حجم منافذ به‌نحو چشمگیری کاهش پیدا می‌کند. بنابراین، ممکن است فشار فاز سیال اضافی که در سیستم ایجاد می‌شود در مرحلهٔ دگرگونی، چندین کیلوبار بیش از فشار وزن طبقات باشد. این امر سبب تغییر رابطه بین فشار فاز سیال و عمق می‌شود، یعنی اگر $Pf = Pl$ باشد، بین فشار و عمق (یعنی درجه زمین فشاری) رابطه برقرار است ولی اگر $Pf > Pl$ باشد رابطه بین عمق و فشار برقرار نیست.

در شرایطی که ماگماهای سرشار از سیالات در سنگهای مجاور تزریق می‌شوند فشار زیادی ایجاد می‌شود که در این حالت باز هم رابطهٔ $Pf > Pl$ وجود دارد و تا زمانی که سیالات با کانیهای مجاور واکنش ندهند یا از محیط خارج نشوند چنین وضعی برقرار خواهد ماند. ولی در اعماق زیادتر که مقدار فاز سیال و به‌خصوص آب کاهش می‌یابد فشار فاز سیال کمتر خواهد بود ($Pf < Pl$)، این حالت را می‌توان در دگرگونی درجات شدید مثلاً رخسارهٔ گرانولیت و اکلوژیت مشاهده کرد.

به‌طور کلی ترکیب فاز سیال بسیار متفاوت است و علاوه بر آب و CO_2 ممکن است اکسیژن، گوگرد، اسیدها (مثلاً FH و ClH)، کمی سیلیس (یا سیلیکات) و املاح فلزی هم باشد که در تمام دگرسانیهای هیدروترمال و متاسوماتسیم و دگرگونیهای مجاورتی (مثلاً اسکارن) می‌توان نقش آن را ملاحظه کرد و همان‌طور که در بالا ذکر شد، عملکرد فشار جهت‌دار با ورود سیالات تشدید می‌شود.

---
1. fluide Pressure

د) انحلال براثر فشار. این پدیده را می‌توان ادغامی از عملکرد فشار جهت‌دار و فشار سیالات در نظر گرفت. اگر بلورهای نبات را زیر قطره‌های آب قرار دهیم در محلی که آب با انرژی زیادتر به نبات برخورد می‌کند آن را حل می‌کند و ممکن است در نقاط کم‌انرژی، بلورهای نبات مجدداً تشکیل شود. این موضوع را می‌توان با پدیدهٔ انحلال براثر فشار مشابه دانست که حتی قادر است شکل کانیهایی مانند کوارتز را با حل کردن آن تغییر دهد و آن را پهن و مسطح کند (شکل ۲-۱۰). مسلماً هرچه جریان آب سریعتر (با انرژی زیادتر) و دمای آن زیادتر باشد اثر انحلال آن بیشتر است.

اگر کانیهای یک سنگ، تحت فشارهای جهت‌دار قرار گیرد که در آن محلولهای داغ نیز در جریان باشد مسلماً، محلولهای مزبور در امتداد کمترین انرژی به جریان می‌افتند، بنابراین کانیها در نقاط پرانرژی حل می‌شوند و به‌صورت محلول به جریان می‌افتند و در نقاط کم‌انرژی، به‌رشد و تبلور خود ادامه می‌دهند. این فرایند به نامهای مختلف مانند جریانهای تراوشی، انتقال محلولها، انحلال براثر فشار، خزش انتشاری، اصل ریکی[1]، خزش کوبل[2]، یا خزش نابارو ـ هرینگ[3] نامیده می‌شوند و ممکن است با تغییر شکل خمیری در مقیاس ساختمان بلورین همراه باشد (شکل ۲-۵ را ببینید).

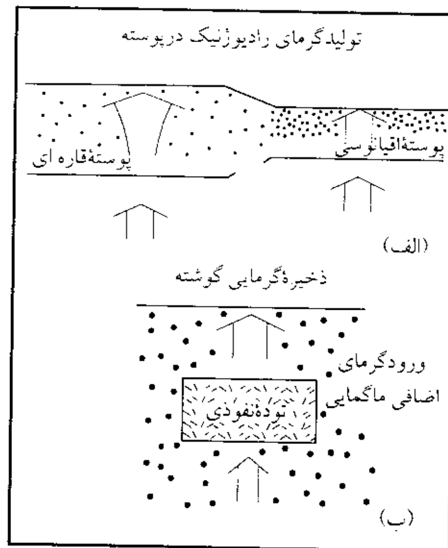
دما

یکی از راههای تبادل دما، بین جسم گرم‌تر و جسم با دمای کمتری هدایت گرما است. این عمل تا زمانی که اختلاف دما، بین آن دو کاملاً از بین نرفته باشد ادامه می‌یابد. ولی چون گرمای ویژهٔ اجسام مختلف متفاوت است، برای ازدیاد یک درجه دمای آنها به‌مقادیر متفاوت گرما نیاز داریم. این مسئله در مورد سنگها نیز صادق است. روی‌هم رفته، سنگها در برابر گرما عایق خوبی به‌شمار می‌روند، زیرا گرما را به‌کندی منتقل می‌کنند. بنابراین اگر حجم بزرگی از آنها تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گیرد باید تغییرات گرمایی شدیدی را در طی دهها میلیون سال تحمل کرده باشند.

گرمای لازم برای افزایش دمای سنگهای پوسته از چند منبع تأمین می‌شود (شکل ۱-۱۱) که مهمترین آنها عبارت‌اند از:

الف) گرمایی که از گوشته به قاعدهٔ پوسته منتقل می‌شود و خود محتملاً از هسته نشئت می‌گیرد؛

1. Riecke 2. Coble 3. Nabarro- Herring



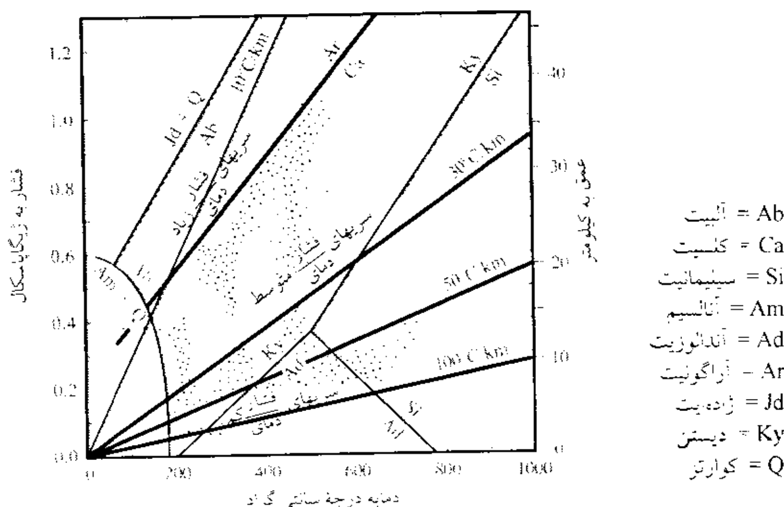
شکل ۱-۱۱ منابع اصلی تأمین‌کنندهٔ گرما در سنگهای پوسته. گرمای حاصل از تشعشع حرارتی گوشته به پوستهٔ وارد می‌شود ولی به‌علت وفور مواد رادیواکتیو در پوستهٔ قاره‌ای، میزان جریان گرما در پوستهٔ قاره‌ای بیشتر از پوستهٔ اقیانوسی است (الف). با نفوذ یک تودهٔ ماگمایی به داخل پوسته، گرمای بیشتری به اطراف منتقل می‌شود (ب).

ب) گرمایی که از تلاشی مواد رادیواکتیو در داخل پوسته تولید می‌شود و مقدار آن در پوستهٔ قاره‌ای بیشتر از پوستهٔ اقیانوسی است؛ ماحصل این اعمال افزایش دما برحسب عمق است. می‌دانیم با افزایش عمق زمین (ΔZ)، دمای درون زمین(ΔT) نیز زیاد می‌شود. رابطهٔ $\Delta T / \Delta Z$ را درجهٔ زمین‌گرمایی یا به‌طور ساده ژئوترم می‌نامند. این نسبت با جریان حرارتی Q رابطهٔ مستقیم دارد، چنانکه

$$Q = K \left(\frac{\Delta T}{\Delta Z} \right)$$

که در آن Q میزان گرمایی است که در واحد زمان از واحد سطح زمین خارج می‌شود. K نیز هدایت حرارتی نامیده می‌شود و مقدار آن را می‌توان در آزمایشگاه روی نمونه‌های حفاری تعیین کرد. درجهٔ زمین‌گرمایی نیز با توجه به حفاریهایی که انجام شده از ۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد در هر کیلومتر تا ۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد در هر کیلومتر اندازه‌گیری شده (شکل ۱-۱۲) و میزان متوسط آن ۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد در هر کیلومتر است. بنابراین، با به‌دست آوردن K و در دست داشتن درجهٔ زمین‌گرمایی (یعنی $\Delta T / \Delta Z$)، می‌توان مقدار

جریان حرارت (Q) هر محل را به‌دست آورد. مطالعات حاکی از آن است که جریان حرارت در نقاط مختلف متفاوت است و روی‌هم رفته:



شکل ۱-۱۲ منحنیهای متفاوت درجات زمین‌گرمایی (خطوط پررنگ) و قلمرو پایداری بعضی از کانیها نیز مشخص شده است.

- در اقیانوسها بیشتر از قاره‌هاست و مقدار آن از اقیانوس اطلس به اقیانوس هند و اقیانوس آرام افزایش می‌یابد. این مسئله ممکن است به ساختمان متفاوت و سن اقیانوس مربوط باشد.

- محور برآمدهٔ وسط اقیانوسها دارای جریان گرمایی زیادتری نسبت به دیگر نواحی اقیانوسی است. در دامنه‌های این محور از مقدار آن تدریجاً کاسته می‌شود.

- در امتداد گودالهای اقیانوسی، جریان گرما به حداقل می‌رسد.

- این تفاوتها در اعماق زیادتر از بین می‌رود و منحنیهای درجهٔ زمین‌گرمایی بر هم منطبق و یکنواخت می‌شوند.

بنابراین، سنگها در چند کیلومتری از سطح زمین داغ‌اند و به‌کندی (ه‍.زاً در طول یک دورهٔ زمین‌شناسی) همانند یخ یخچالها جریان می‌یابند. جریانهای جابه‌جایی گوشته‌ای یا حرکت دیاپیری مواد سازنده آستنوسفر نمونه‌های بارز آن محسوب می‌شوند.

مطابق شکل ۱-۱۳، منحنیهای درجات هم‌گرما در گودالهای اقیانوسی سریعاً سقوط می‌کند. این مسئله به فرو رفتن پوستهٔ سرد اقیانوسی در محل گودالهای اقیانوسی به داخل

گوشتهٔ زمین ارتباط دارد. مسلماً هرچه سرعت فروررانش بیشتر باشد، افت منحنیها در محل گودال بیشتر و سریعتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت نواری از مناطق سرد و پرفشار در حاشیهٔ قاره‌ها در کنار منطقهٔ گرمتر قرار می‌گیرد که خود در ایجاد نوارهای جفت دگرگونی نقش مهمی بر عهده دارد (شکل ۵-۹).

در مقیاس منطقه‌ای، جایی که توده‌های آذرین نفوذ کرده باشد (شکل ۱-۱۱ ب) درجات زمین‌گرمایی افزایش می‌یابد. این امر به مقدار گرمای تودهٔ آذرین و حجم آن بستگی دارد. ضمناً هرچه تودهٔ آذرین در شرایط نزدیک به سطح زمین سرد شود سنگهای اطراف گرمای زیادتری دریافت می‌کنند، به این ترتیب، هاله‌ای از سنگهای دگرگونی پرحرارت به‌وجود می‌آید (دگرگونی مجاورتی). اصولاً مقدار گرمایی که از یک تودهٔ نفوذی به سنگ رسوبی می‌رسد صرف واکنشهای تغییر و تبدیل کانیهای آن می‌شود و در نتیجه نمی‌تواند موجب افزایش دمای آن شود. ولی اگر همین گرما به سنگهای ماگمایی و دگرگونی که قسمت اعظم آنها از کانیهای نیمه‌پایدار دمای زیاد ترکیب یافته برسد، موجب افزایش دمای آن می‌شود. به‌طور خلاصه عملکرد دما در دگرگونی عبارت است از:

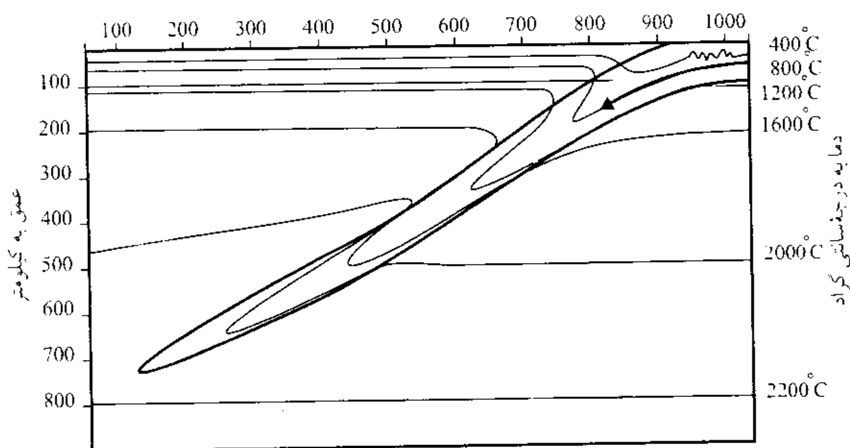
۱. اصولاً وقتی از دگرگونی درجات شدید صحبت می‌شود منظور بیشتر افزایش دماست تا فشار. به‌علاوه اغلب کانیها حساسیت بیشتری نسبت به دما از خود نشان می‌دهند. درعین حال ارزیابی دقیق دماهای دگرگونی بر پایهٔ کانیها آسانتر از تعیین فشار حاکم در دگرگونی است.

۲. بسیاری از واکنشهای دگرگونی در دمای زیاد اتفاق می‌افتد، بنابراین با فرو رفتن سنگها و مدفون شدن آنها در اعماق، نوعی دگرگونی به‌وجود می‌آید (دگرگونی استاتیک) که نتیجهٔ آن ایجاد کانیهای جدید در سنگ است.

۳. پختن آجر در کوره‌های آجرپزی که فقط در نتیجهٔ افزایش دما اتفاق می‌افتد نوعی دگرگونی است که نظیر آن در گدازه‌هایی که در سطح زمین حرکت می‌کنند و سنگهای بستر را تغییر می‌دهند به‌وقوع می‌پیوندد (دگرگونی حرارتی یا ترمال متامرفیسم).

۴. گرما موجب تحرک مواد سیال می‌شود که خود نقش مهمی در دگرگونی برعهده دارد. گاهی در دگرگونیهای مجاورتی، فقط گرمای تودهٔ مذاب موجب خشک شدن رسوبات در نقاط مجاور می‌شود که ورود همین آب در فاصلهٔ کمی زیادتر، موجب دگرگونیهای هیدروترمال می‌شود.

۵. همان‌طور که پیشتر گفته شد، سنگها در درون زمین به‌علت گرمایی که دریافت می‌کنند خاصیت انعطاف‌پذیری بیشتری دارند و هنگامی که تحت اثر فشار جهت‌دار قرار گیرند مانند خمیری غلیظ به جریان می‌افتند که خود در ایجاد تغییر شکلها و دگرگونیهای ناحیه‌ای اهمیت بسیار دارد.



شکل ۱-۱۳ وضعیت هندسی منحنیهای همگرما در مناطق فرورانش.

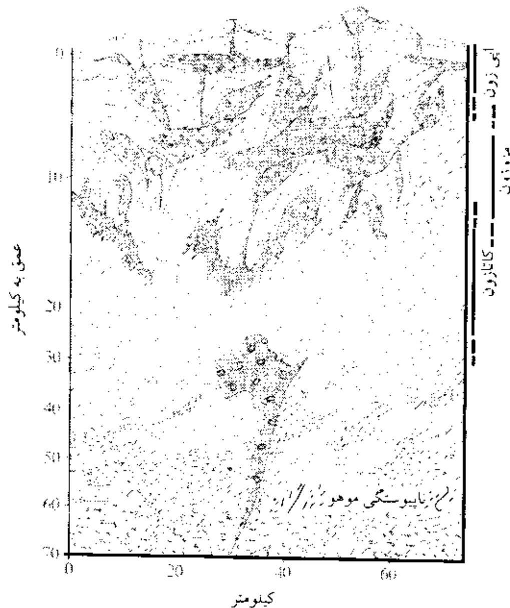
اپی‌زون (منطقه سطحی)، مزوزون (منطقه میانی)، کاتازون (منطقه عمقی)

قبل از استفاده از رخساره‌های دگرگونی که اسکولا[1] در سال ۱۹۱۵ معرفی کرد، برای تعیین درجات شدت، ابتدا گروبنمن[2] (۱۹۰۴) و سپس نیگلی[3] و گروبنمن (۱۹۲۴) عمق را مبنا قرار دادند و در نتیجه سه دگرگونی را مشخص کردند که به‌نامهای اپی‌زون، مزوزون و کاتازون نامیده می‌شوند. هر یک از این زونها با دما و فشار مشخصی شناخته می‌شود (شکل ۱-۱۴). در نتیجه، سنگها و درجات دگرگونی متفاوتی در هر زون ظاهر می‌شود. مشخصات کلی هر زون عبارت است از:

۱. **اپی‌زون یا زون سطحی.** بالاترین زون دگرگونی را شامل می‌شود. دمای آن کم تا متوسط (کمتر از ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، فشار لیتوستاتیک کم ولی فشارهای جهت‌دار گاهی شدید و موجب خردشدگی (دگرگونی مکانیکی) می‌شود. فعالیتهای دگرسانی شیمیایی در آن با حضور آب زیاد است و در نتیجه سیلیکاتهای آبدار و کربنات ایجاد

---
1. Eskola 2. Grubenmann 3. Niggli

می‌شود. سنگهای دگرگونی در این زون از نوع درجهٔ ضعیف و شامل اسلیت، فیلیت، سریسیت شیست، کلریت شیست است. سطح تماس توده‌های آذرین با سنگها مجاور بسیار مشخص است و با زون برشی یا خردشدگی همراه است.



شکل ۱-۱۴ طرح فرضی از پوسته قارهٔ زمین و نمایش مناطق دگرگونی اپی‌زون، مزوزون و کاتازون در آن (براساس کارهای بودینگتون (Buddington) در کتاب بست (Best) (۱۹۸۲).

۲. مزوزون یا زون میانی. عمق این زون متوسط است و دما در حدود ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، فشار لیتوستاتیک متوسط و فشار جهت‌دار هم در حد متوسط است. بسیاری از شیستها و بعضی از آمفیبولیتها در این زون به‌وجود می‌آیند. سطح تماس توده‌های آذرین با سنگهای مجاور ممکن است ناگهانی تا تدریجی باشد. بیشتر توده‌های گرانیتوییدی در این دو زون مستقر می‌شوند.

۳. کاتازون یا زون عمقی. پایینترین عمق دگرگونی است که در داخل زمین وجود دارد. دما در آن زیاد (۵۰۰ تا ۷۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد)، فشار لیتوستاتیک زیاد و حرکات خردشدگی کم یا هیچ است. سطح تماس توده‌های آذرین با سنگهای مجاور وجود ندارد یا نامشخص است. آثار دگرگونی وسعت زیادی دارد. فعالیت متاسوماتیسم در آن کم یا

هیچ است سنگهای دگرگونی از نوع درجات متوسط تا شدید و شامل آمفیبولیتهای درجه شدید، گنیس، گرانولیت و اکلوژیت‌اند.

چنانکه خواهیم دید (فصل پنجم)، با بررسیهای اسکولا و معرفی رخساره‌های دگرگونی که امروز در سطحی گسترده به‌کار گرفته می‌شود تقسیم‌بندی زونهای دگرگونی که در بالا به آن اشاره شده تقریباً مفهوم خود را از دست داده است.

خودآزمایی ۱

۱. در چه حالات فشار سیالات مساوی، بیشتر یا کمتر از فشار لیتوستاتیک است؟ با دلیل توضیح دهید.

۲. در این فرمول $Q = K\left(\frac{\Delta T}{\Delta Z}\right)$، کدام یک تعیین‌کنندهٔ درجهٔ زمین‌گرمایی است؟

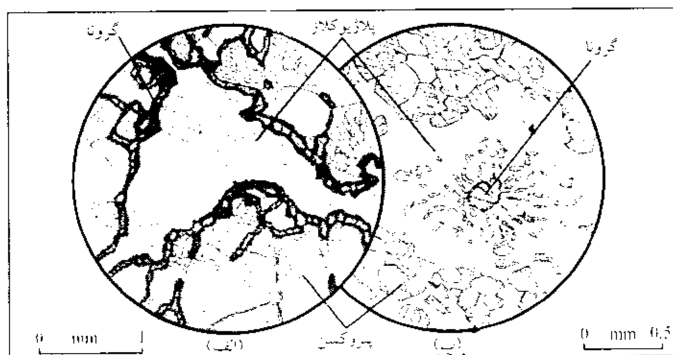
الف) $\Delta T / \Delta Z$ ب) K

ج) Q د) ΔT

۳. در شکل زیر، مجموعهٔ الف در شرایط .... به‌وجود آمده زیرا کانی گرونا در حال .... است.

الف) دمای زیاد ـ تشکیل ب) فشار زیاد ـ تشکیل

ج) فشار کم ـ از بین رفتن د) دما و فشار زیاد ـ از بین رفتن



۴. در درون زمین، حد نهایی دگرگونی به کجا محدود می‌شود؟

الف) گوشتهٔ فوقانی و در زیر موهو ب) حد زیرین لیتوسفر

ج) تشکیل میگماتیت در هر عمق د) مرز موهو

۵. در کدام حالت، تعادل در دگرگونی برقرار می‌شود؟
الف) وقتی تعداد کانیها کم و محدود باشد.
ب) وقتی تعداد کانیها زیاد و متنوع باشد.
ج) وقتی کانیها از نظر شیمیایی قابل تبدیل به یکدیگر باشد.
د) واکنش بین کانیها در حال انجام شدن باشد.

۶. متاسوماتیسم جزو کدام یک از حالات دگرگونی زیر به‌شمار می‌رود؟
الف) دگرگونی الوشیمیایی　　ب) دگرگونی ایزوشیمیایی
ج) دگرگونی توپوشیمیایی　　د) آنکی زون

۷. در شرایط دگرگونی، افزایش فشار کدام گزینه را درپی دارد؟
الف) پیدایی کانیها با حجم زیاد　　ب) پیدایی کانیها با حجم کم
ج) پیدایی سنگهای ریز بلور　　د) پیدایی سنگهای درشت بلور

۸. در کدام یک از زونهای دگرگونی زیر، تماس توده‌های آذرین با سنگهای مجاور با حالت خردشدگی همراه است؟
الف) اپی‌زون　　ب) مزوزون
ج) کاتازون　　د) هیچ کدام

۹. مقدار جریان حرارتی در درون زمین چیست؟
الف) همان درجهٔ زمین‌گرمایی است.
ب) همان ژئوترم است که با رابطهٔ $\Delta T / \Delta Z$ نمایش داده می‌شود.
ج) میزان حرارتی است که در واحد زمان از واحد سطح خارج می‌شود.
د) قابلیت حرارتی سنگهای درون زمین است.

۱۰. خطوط مستقیم پررنگ در شکل ۱–۱۲ را تفسیر کنید و اقسام دگرگونی ذکر شده در شکل را از آن نتیجه بگیرید.

۱۱. چه عواملی موجب افزایش جریان گرما در پوستهٔ قاره‌ای می‌شود؟

فصل دوم

دگرشکلی سنگها

مقدمه

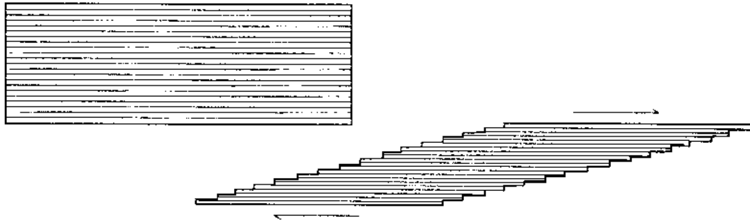
می‌دانیم که مواد سازندهٔ لیتوسفر زمین، یعنی سنگها، قابلیت تغییر شکل دارند. به‌همین دلیل است که می‌توان رسوبات کف دریاها و اقیانوسها را به‌صورت سنگهای سخت در مناطق کوهستانی مشاهده کرد. به‌علاوه، چین‌خوردگیها و شکستگیهایی که در سنگها ملاحظه می‌کنیم، مفاهیم دقیق دگرشکلی سنگها را نشان می‌دهند. بعضی از این دگرشکلیها براثر حرکات ناگهانی مثلاً زلزله اتفاق افتاده، ولی بسیاری دیگر در نتیجهٔ حرکات آرام و کند به‌وجود آمده‌اند. مثلاً میزان حرکت صفحه عربستان به‌سمت ایران، که خود در نتیجهٔ بازشدگی تدریجی بحر احمر صورت می‌گیرد در حدود ۳ سانتی‌متر در سال ذکر کرده‌اند که موجب دگرشکلی کند و تدریجی سنگها شده و از دیرباز زاگرس را چین داده، گسل به‌وجود آورده و دگرگونی ایجاد کرده است.

با این توضیحات نتیجه می‌گیریم که دگرشکلی در پوستهٔ زمین رخ می‌دهد. این دگرشکلی ممکن است با تغییر حجم سنگ، تغییر شکل یا ترکیبی از هر دو همراه باشد.

هرگاه جسمی تحت‌تأثیر نیرویی قرار گیرد، در مقاطع مختلف آن نیروهایی موسوم به نیروهای داخلی به‌وجود می‌آید که شدت آنها تنش (یا استرس) خوانده می‌شود. واحد تنش مانند واحد فشار از جنس نیرو بر سطح است، با این تفاوت که فشار شدت نیرو را در سطح خارجی جسم و تنش شدت نیرو را در سطوح داخلی جسم نشان می‌دهد. در ساده‌ترین تعریف می‌توان تنش را نیرو بر واحد سطح دانست که سبب دگرشکلی سنگ می‌شود و واتنش (یا استرین) عبارت از تغییر شکل نسبی است که براثر عمل تنش به‌وجود می‌آید.

بنابراین براثر تنش مادهٔ جامد تغییر شکل می‌دهد. پس از رفع تنش ممکن است

جسم تغییر شکل‌یافته به‌حالت اول بازگردد، یا به‌همان حالت باقی بماند. اگر ماده بدون تغییر حجم، تغییر شکل دهد دگرشکلی را لغزشی یا برشی می‌نامند مانند لغزش یک دسته ورق روی هم که در نتیجهٔ فشار جانبی ایجاد می‌شود. در این حالت حجم ثابت می‌ماند ولی شکل آن تغییر می‌کند (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱ دگرشکلی لغزشی یا برشی

اقسام دگرشکلی

از توضیحات بالا، می‌توان نتیجه گرفت که اگر جسم تحت‌تأثیر نیرویی (یا نیروها) قرار گیرد سه حالت پیش می‌آید:

۱. با افزایش نیرو، ابتدا جسم حالت ارتجاعی از خود نشان می‌دهد و اگر تنش برداشته شود، جسم شکل و اندازهٔ اولیه خود را به‌دست می‌آورد. این دگرشکلی از نوع کشسان (یا الاستیک) است. عبور امواج زلزله از درون زمین مثالی از دگرشکلی الاستیکی است، به‌قسمی که با حذف تنش، ماده فوراً به‌حالت اولیهٔ خود باز می‌گردد.

۲. وقتی مقدار نیرو از حد خاصی تجاوز کند جسم به‌حالت اولیهٔ خود باز نمی‌گردد. در این حالت، دگرشکلی از نوع خمیری (یا پلاستیک) است. حدی که به‌ازای آن جسم خاصیت برگشت‌پذیری خود را حفظ می‌کند حد کشسانی (الاستیکی) می‌نامند. پس از این حد است که با برداشتن تنش فقط قسمتی از جسم ممکن است به‌شکل اصلی خود بازگردد. در این حالت درصد واتنش بدون افزایش تنش زیاد می‌شود (شکل ۲-۲، حالت ج).

۳. اگر نیرو مدام افزایش یابد، جسم می‌شکند و دچار دگرشکلی شکننده می‌شود. بیشترین مقدار تنشی که سنگ قبل از شکستن تحمل می‌کند «مقاومت نهایی»[1] آن نامیده می‌شود.

انواع تنش

انواع مختلف نیروهایی که بر واحد سطح تأثیر می‌گذارند (تنش) متفاوت‌اند و عبارت‌اند از:

1. ultimate strength

۱. نوع کششی[1] که موجب افزایش حجم ماده می‌شود.
۲. فشردگی[2] که موجب کاهش حجم می‌شود.
۳. لغزشی که موجب تغییر در شکل ظاهری جسم می‌شود ولی تغییری در حجم آن نمی‌دهد (شکل ۲-۱).

نوع کششی. اگر نیروهای وارد بر یک سنگ از نوع کششی باشد، ابتدا در نتیجهٔ کشش، سنگ نازک می‌شود و سپس می‌شکند. شکلهای حاصل شبیه سوسیس است، بنابراین آن را ساخت سوسیسی یا بودین می‌نامند.

نوع فشردگی. اگر نیروها از نوع فشردگی (کمپرسیونی) باشد، سنگ چین‌خوردگی پیدا می‌کند. چین‌خوردگی، نوعی جریان خمیری است که موجب تغییر شکل کانیهای سنگ در مقیاس میکروسکوپی و شبکهٔ تبلور می‌شود. خاطر نشان می‌کنیم که مقاومت سنگ در مقابل کشش کمتر از مقاومت آن در مقابل فشردگی است.

با افزایش فشار همه‌جانبه (مثلاً در اعماق پوستهٔ زمین)، سنگها تدریجاً از حالت شکنندگی[3] خارج می‌شوند و به‌صورت شکل‌پذیر[4] درمی‌آیند. این همان جریان یافتن است که در بالا به آن اشاره شد.

برای آنکه بتوانیم عملکرد تنشهای متفاوت را در رفتار سنگی که تحت فشار همه‌جانبهٔ فزاینده هم قرار می‌گیرد ارزیابی کنیم، از آزمایش زیر استفاده می‌کنیم (شکل ۲-۲):

چهار استوانه از مرمر انتخاب می‌کنیم و آزمایشهای زیر را با آن انجام می‌دهیم.

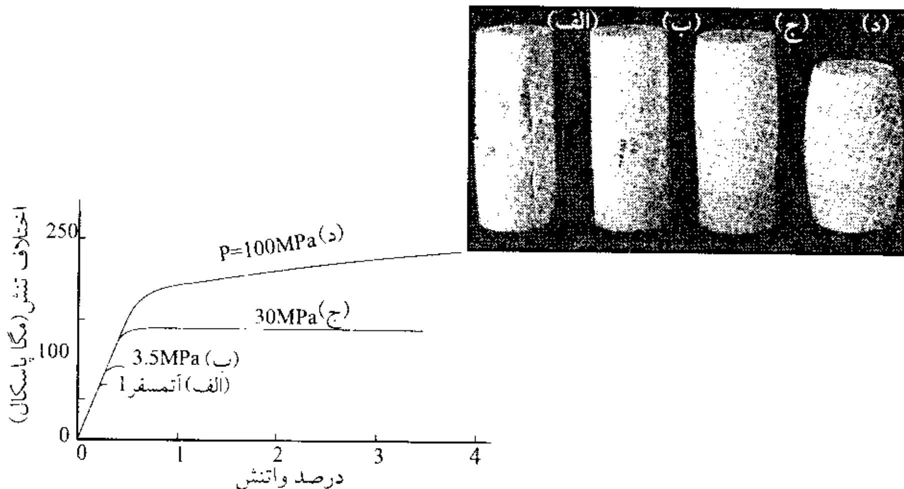
الف) استوانه در فشار همه‌جانبهٔ یک اتمسفر (یعنی در شرایط جو) قرار دارد. در این حالت با افزایش تنش که در جهت عمود بر آن وارد می‌آید جسم مورد آزمایش رفتاری شکننده دارد و شکستگی کششی از خود بروز می‌دهد که به‌موازات نیروهای وارد بر آن است، زیرا درهمین امتداد جسم مقاومت کمتری از خود نشان می‌دهد (شکل ۲-۲، حالت الف).

ب) در حالت دوم، فشار همه‌جانبه زیادتر شده است (در ۳ مگاپاسکال). این عمل مانع گسترش شکستگی کششی می‌شود ولی باعث سهولت شکستگی لغزشی (برشی) در آن شده است، به‌نحوی که شکستگی لغزشی با زاویهٔ حاده نسبت به بزرگترین اختلاف تنش (جهت قائم) پدیدار شده است.

ج) در حالت سوم، هنگامی که فشار همه‌جانبه به حد معینی برسد و تحت یک

---

1. tension
2. compression
3. brittle
4. ductile



شکل ۲-۲ در شکل بالا استوانه‌هایی از مرمر دیده می‌شود که در شرایط آزمایشگاه، به‌ازای افزایش اختلاف تنش ($P - \delta 1$) رفتار آن از حالت شکنندگی به‌حالت خمیری تبدیل شده است.

در شکل پایین، این تغییرات را به‌صورت نمودار نشان داده‌ایم.

در (الف) تغییر شکل در شرایط اتمسفر ـ شکستگیهای کششی به‌موازات و در امتداد حداکثر نیروی فشردگی به‌وجود می‌آید که مشخص رفتارهای شکننده در شرایط اتمسفر است.

در (ب) تغییر شکل در فشار همه‌جانبهٔ ۳٫۵ مگاپاسکال*

در (ج) تغییر شکل در ۳۰ مگاپاسکال. این حالت را خزش می‌گویند که در آن اختلاف تنش ثابت است ولی درصد واتنش زیاد می‌شود.

در (د) تغییر شکل خمیری در فشار همه‌جانبهٔ ۱۰۰ مگاپاسکال. چنانکه مشاهده می‌کنیم با افزایش اختلاف تنش درصد واتنش نیز زیاد شده است.

اختلاف تنش ثابت، جسم پیوسته و دائم دگرشکلی خمیری از خود نشان می‌دهد، این حالت را خزش[1] می‌گویند.

د) با افزایش بیشتر فشار همه‌جانبه، جسم دیگر رفتار شکننده نخواهد داشت و با افزایش اختلاف تنش، درصد واتنش زیاد می‌شود و به‌این ترتیب جسم رفتاری شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهد.

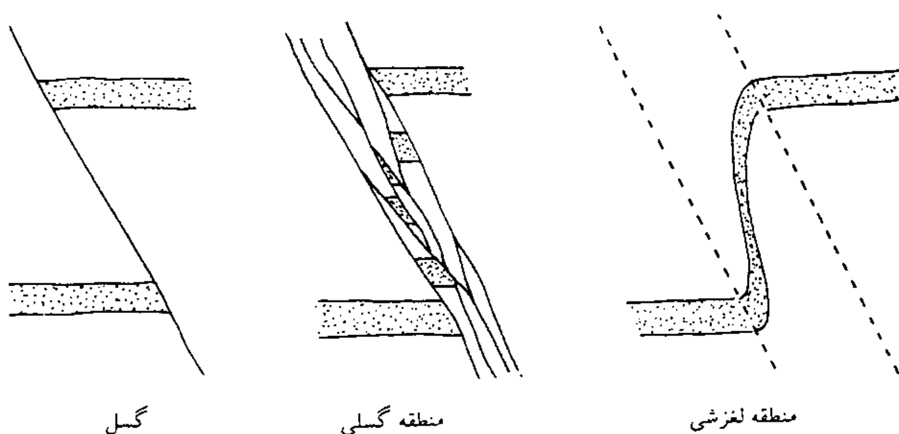
به‌طور کلی، هرچه فشار همه‌جانبه افزایش یابد، تغییر شکل بیشتر به‌صورت شکل‌پذیر خواهد بود و جسم میل به چین‌خوردگی دارد. برعکس، با کاهش فشار همه‌جانبه، جسم

---

* پاسکال واحد تنش یا فشار و عبارت از یک نیوتن نیروست که به‌طور قائم بر سطحی به مساحت یک متر مربع وارد شود. یک مگاپاسکال 10^6 پاسکال و یک ژیگاپاسکال 10^9 پاسکال است.

1. creep

رفتاری شکننده پیدا می‌کند و میل به گسلش دارد. این عمل را می‌توان در ایجاد گسلها و چینها در مناطق سطحی و نزدیک به سطح زمین مقایسه کرد (شکل ۲-۳). ایجاد میلونیت در سنگها و مشاهدهٔ چینها در سنگهای دگرگون‌شده مثالهای طبیعی دگرشکلیهای شکننده و شکل‌پذیر محسوب می‌شوند.



شکل ۲-۳ در این شکل به‌ترتیب یک گسل، یک منطقهٔ (زون) گسلی و منطقهٔ لغزشی نشان داده شده است. در طول گسل یا زونهای گسلی که نزدیک سطح زمین اتفاق می‌افتد تغییر شکل از نوع شکننده است، ولی در اعماق زیادتر، سنگها مانند خمیری غلیظ جریان می‌یابند. بنابراین تغییر شکل از نوع خمیری است.

عوامل مؤثر در تغییر شکل سنگها

همان‌طور که گفته شد، در دما و فشار آزمایشگاه، هنگامی که سنگها تحت‌تأثیر فشار کوتاه‌مدت قرار گیرند می‌شکنند. تغییر شکل سنگها مسلماً با افزایش دما آسانتر می‌شود و چنانکه دیده‌ایم با افزایش فشار همه‌جانبه، حد کشسانی و در نتیجه مقاومت نهایی سنگ بیشتر می‌شود.

چون در طبیعت فشارهای متفاوت و در جهات مختلف به سنگ وارد می‌شود، برحسب امتداد و مقدار آن تغییر شکلهای متفاوتی در سنگ به‌وجود می‌آید. به‌طور کلی عواملی که در تغییر شکل سنگها مؤثرند عبارت‌اند از:

فشار. با افزایش فشار همه‌جانبه، مقدار جریان جامد و مقاومت شکنندگی سنگ زیادتر می‌شود (مقایسهٔ حالت الف تا ج در شکل ۲-۲). این همان حالتی است که در سنگهای مدفون در اعماق پوسته رخ می‌دهد. در این حالت فشار همه‌جانبه باعث افزایش قدرت سنگ می‌شود.

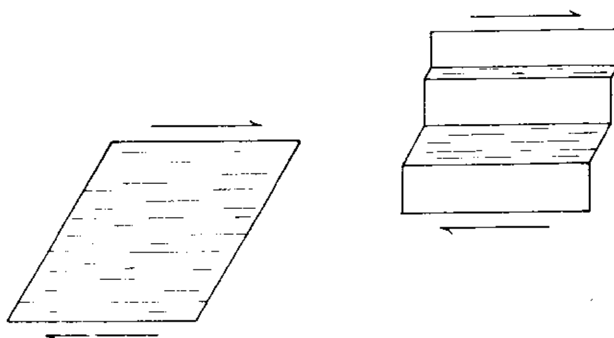
دما. افزایش دما باعث تسریع تغییر شکل سنگها می‌شود. اصولاً تغییر شکلهای کشسان در بخش سطحی زمین که فشار و دما ناچیز است کمتر اتفاق می‌افتد ولی در اعماق زیادتر، تغییر شکلها عمدتاً از نوع شکل‌پذیر (پلاستیک) است. این همان پدیده‌ای است که در تغییر شکل کانیها و در نتیجه در دگرگونی عمومی نقش مهمی برعهده دارد. درحالی‌که در سنگهای سطحی عامل شکنندگی (درزها و گسلها) برتری دارد (شکل ۲-۳).

زمان. هرچه نیروی وارد بر سنگها کم باشد ولی در زمانی طولانی اثر کند، مقاومت سنگها زیادتر می‌شود و اگر نیروها ناگهانی باشد موجب شکنندگی سنگ می‌شود. برای نشان دادن عامل زمان در زمین‌شناسی از اصطلاح خزش (کریپ) استفاده می‌کنند که عبارت از تغییر شکل آهسته و مداوم سنگ در طول زمان است. در شکل (۲-۲، حالت ج) نحوهٔ ایجاد خزش را نشان داده‌ایم که عملاً تنش ثابت ولی تغییر شکل مداوم است.

محلولها. وجود خلل و فرج در سنگها که حاوی مواد محلول هم باشد موجب سهولت تغییر شکل می‌شود. این موضوع در تبلور دوبارهٔ کانیها اهمیت زیادی دارد. عمل محلولها عبارت است از انحلال بعضی از کانیها یا جابه‌جایی و تبادل بعضی از یونهای سازندهٔ آنها و نهایتاً ایجاد کانیهای جدید یا تغییر شکل کانیها. فشار زیاد آب در فضاهای آزاد سنگها موجب کاهش فشار همه‌جانبه می‌شود (اختلاف وزن حجمی آب نسبت به سنگ) و سنگ را به‌حالت شکننده نزدیک می‌کند. وانگهی ثابت شده اگر در مجموعه‌ای از دانه‌های آبدار و به‌هم‌پیوستهٔ یک سنگ آب خارج شود اتصال کانیها سست شده و از هم جدا می‌شوند.

عامل غیریکنواختی سنگ. سنگهایی که در سه جهت فضایی ساختمانی یکسان داشته باشند. مانند اجسام ایزوتروپ (همسان) عمل می‌کنند. ولی اگر سنگهای لایه‌لایه تحت‌اثر استرس قرار گیرند، در سه جهت فضایی به‌صورتی ناهماهنگ عمل می‌کنند و موجب تغییر شکل می‌شوند. این حالت در مورد اجسام ایزوتروپ صدق نمی‌کند (شکل ۲-۴).

علاوه بر مواردی که گفته شد، لازم است خاطرنشان کنیم که تغییر شکل شکننده به نوع و ترکیب شیمیایی سنگ و مقاومت آن بستگی دارد. مثلاً سنگ نمک، در دما و فشار حاکم در اعماق کم‌پوسته (۵۰۰۰ متر) حالت خمیری از خود نشان می‌دهد و به‌صورت دیاپیرهای نمک به سطح زمین می‌رسد، ولی در سطح زمین مانند یخ یخچالها به‌حالت شکننده جریان می‌یابند (یخشار). ولی سنگهای سیلیکاتی تنها در فشار و دمای



شکل ۲-۴ به‌علت غیریکنواختی (عامل انیزوتروپی) ماده در سمت راست، دگرشکلی لغزشی به‌صورت ناهماهنگ بروز کرده است ولی در سمت چپ، دگرشکلی لغزشی یکنواخت ایجاد شده است.

زیاد (در حدودی که در اعماق پوسته یا گوشتهٔ فوقانی وجود دارد) جریان می‌یابند. دیاپیرهای گوشته‌ای که از آستنوسفر به‌طرف سطح زمین حرکت می‌کنند نشان‌دهندهٔ جریان خمیری این قبیل سنگها در اعماق لیتوسفر است.

تغییر شکل کانیهای سنگ

سنگ از مجموعه کانیهایی ساخته شده که در بسیاری از حالات متبلورند. اگر نیروی وارد بر سنگ ناگهانی یا زیاد باشد سنگ خرد می‌شود، اتمهای سازندهٔ شبکهٔ تبلور کانیها در هم می‌شکنند؛ ولی اگر این نیرو تدریجی، و به‌عبارت ساده‌تر سرعت تغییر شکل کُند باشد، خاصیت شکل‌پذیری در سنگ به‌وجود می‌آید (یعنی به‌جای از هم پاشیدن، در امتداد تعدادی از سطوح لغزش جریان می‌یابد). برای توضیح بیشتر دربارهٔ تغییر ساختمان بلورین بحث می‌کنیم:

می‌دانیم که در هر بلور، اتمها با نظم و ترتیب خاصی روی‌هم چیده شده‌اند و در حالت تعادل نیروی جاذبه و دافعهٔ بین آنها در حد صفر است، به‌نحوی که می‌توان گفت حالت تبلور حالت کمترین انرژی یک جسم جامد است. درتغییر شکل الاستیک (کشسان)، ردیفهای اتمی تغییر شکل پیدا می‌کنند و فاصلهٔ بین اتمی آنها کوچکتر یا بزرگتر می‌شود (شکل ۲-۵ ب). ولی اگر فشار جهت‌دار از حد مقاومت الاستیک سنگ تجاوز کند، ردیفهای اتمی ممکن است به‌طور متقارن، در امتداد جهات بلورشناسی خاصی شکسته شود یا پیچ و تاب بردارد که با حذف تنش وضعیت تعادلی جدیدی در اتمها ایجاد می‌شود. این

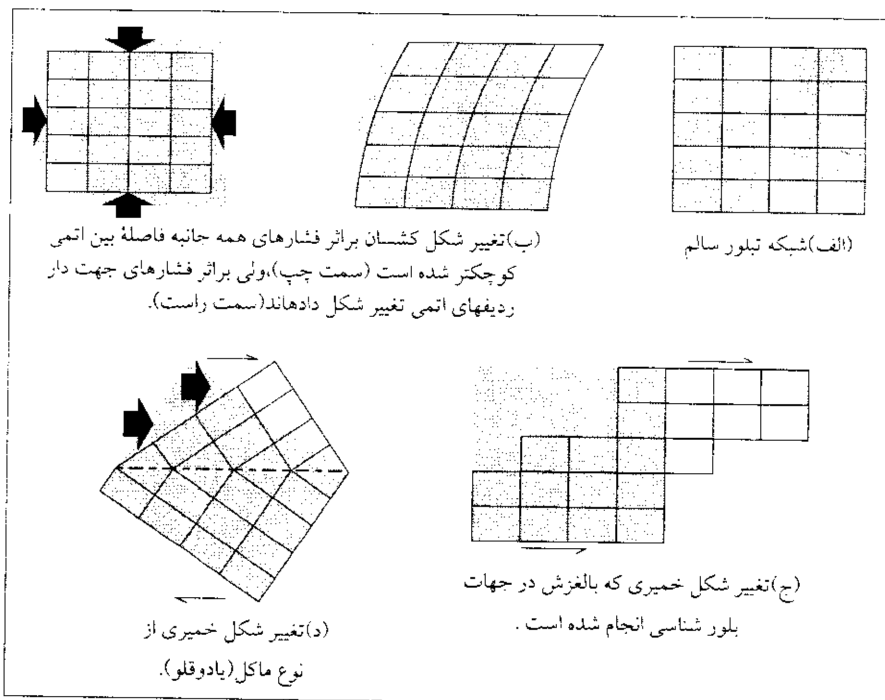
همان دگرشکلی خمیری در مقیاس اتمی است (شکل ۲-۵ ج) و هنگامی اتفاق می‌افتد که یا فشار همه‌جانبه به‌اندازهٔ لازم زیاد باشد و امکان گسیختگی شکننده در بلور به‌وجود آید یا دما به‌حدی زیاد باشد که آرایش مجدد اتمها را آسان نماید.

دگرشکلی خمیری در یک بلور ممکن است تحت‌تأثیر دو سازوکار زیر و در امتداد جهات بلورشناسی مناسب به‌وجود آید:

۱. لغزش انتقالی[1]

۲. لغزش دوقلو[2] یا ماکل

۱. لغزش انتقالی، یا به‌عبارت ساده‌تر لغزش، عبارت از جابه‌جایی اتمهاست در جهات بلورشناسی خاص که در نتیجهٔ آن شکل خارجی بلور تغییر می‌کند (شکل ۲-۵ ج)،

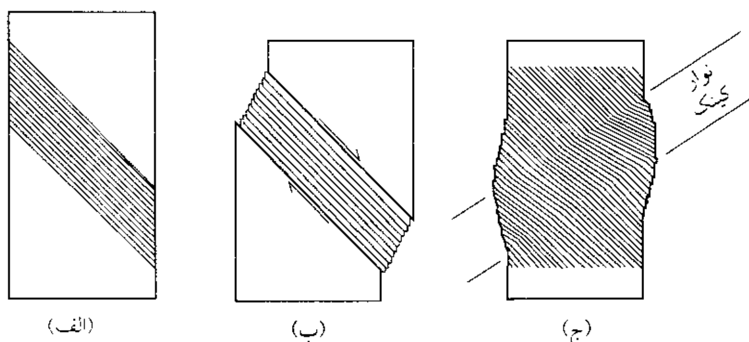


شکل ۲-۵ تفاوت بین تغییر شکل الاستیک و تغییر شکل پلاستیک در مقیاس شبکهٔ تبلور. خط چین در شکل د، سطح ماکل است. الف) شبکهٔ تبلور بلورین سالم، ب) تغییر شکل الاستیک براثر فشارهای همه‌جانبه فاصلهٔ بین اتمی کوچکتر شده است، ج) تغییر شکل الاستیک که با لغزش در جهات بلورشناسی انجام شده است. د) تغییر شکل خمیری از نوع ماکل (یا دوقلو).

1. translation gliding
2. twin gliding

ولی کانی جدیدی به‌وجود نمی‌آید. نتیجهٔ این عمل تغییر در بافت سنگ است. مسلماً در بسیاری از بلورها فشردگی اتمها در جهاتی بیشتر و در جهات دیگر کمتر است. در حالت اخیر، اتصال بین اتمی سست‌تر و لغزش انتقالی در همین امتداد با سهولت بیشتری انجام می‌شود.

۲. در لغزش دوقلو یا ماکل که گاهی به آن کینک باند[1] یا دگرشکلی دوقلو یا دوقلوی مکانیکی هم گفته می‌شود بخشی از ساختمان بلور نسبت به بخش مجاور جابه‌جا شده ولی نسبت به آن همانند تصویر در آینه به‌حالت متقارن باقی می‌ماند. بعضی از پلاژیوکلازها و کربناتها که به شکل ماکل پلی سنتتیک (ماکل تکراری) ولی با یالهای منحنی دیده می‌شود در نتیجهٔ همین نوع لغزش مکانیکی به‌وجود آمده‌اند (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۶ پیدایی کینک باند. به این سه استوانه متبلور توجه کنید:
الف) شکل استوانه تغییر نکرده ولی سطوح لغزش در آن نشان داده شده است.
ب) فشار جهت‌دار موجب دگرشکلی خمیری و لغزش انتقالی در آن شده است.
ج) فشار جهت‌دار موجب دگرشکلی پلاستیک و ازنوع دوقلوی مکانیکی (کینک باند) شده است.

ماکلهای اولیه و ماکلهای دگرشکلی

ماکلهای اولیه معمولاً در کانیهایی نظیر آمفیبول، پیروکسنها و فلدسپارها یافت می‌شوند و از تبلور مادهٔ مذاب به‌وجود می‌آیند. ولی در سنگها دگرگونی عمدتاً این کانیها ماکل ندارند و اگر هم ماکل‌دار باشند از نوع ساده و آلبیتی‌اند. بنابراین چنین برمی‌آید که در دماها و تنشهای حاکم بر دگرگونی درجات پایین و متوسط، امکان تشکیل ماکل اندک است ولی در کوردیریت کم و بیش حالت، کلی پدید می‌آید. این نکته را می‌توان چنین توجیه کرد: در دگرگونی مجاورتی به‌هنگام رشد بلور، تنش زیادی وجود ندارد، بنابراین

1. kink band

کوردیریت ماکل‌دار می‌شود (شکل ۷-۶). ولی همین نوع کوردیریت در شیستها و گنیسهای دگرگونی ناحیه‌ای که تنش زیادی متحمل می‌شوند تقریباً بدون ماکل است.

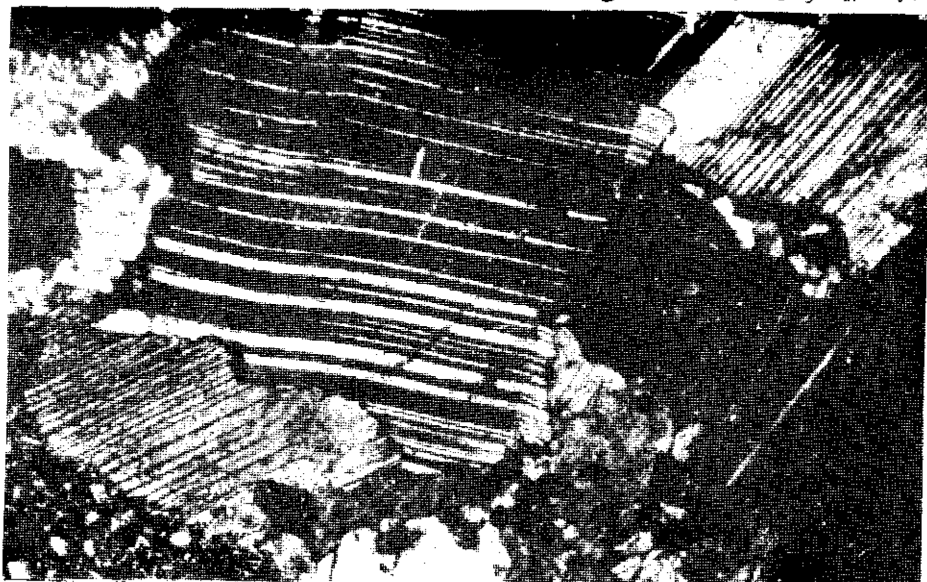
وانگهی حالات مختلف ماکلهای دگرشکلی در کانیها متفاوت است چنانکه در شکل ۲-۸ گاهی مانند حالت ج، با انتهای نازک و باریک یا مانند حالت ب، به‌صورت دسته‌های متقاطع یا به‌حالت تاب خورده‌اند (شکل ۲-۸ الف).

بلورهای اولیوین غالباً در طول خود نوارهای قهوه‌ای، زرد شبیه ماکل در پلاژیوکلاز نشان می‌دهند در پیروکسنها نیز غالباً تیغه‌های نازک تاب‌خورده دیده می‌شود که تماماً نشانهٔ دگرشکلی شدید در حالت جامد است.

اقسام دگرشکلیها در سنگهای دگرگونی

در سنگهای دگرگونی، تغییر شکلهای متفاوتی رخ می‌دهد. سنگی که تحت‌تأثیر دما و فشارهای همه‌جانبه قرار گیرد ممکن است به یکی از دو روش زیر یا هر دو تغییر شکل دهد:

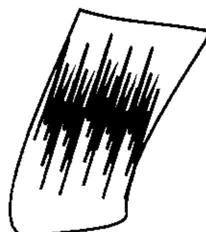
۱. **جهت‌یافتگی در نتیجهٔ فرایندهای فیزیکی.** اگر تنش اعمال‌شده بر سنگ در یک جهت بیشتر از قدرت شکستگی سنگ باشد سنگ به‌صورت ماده‌ای شکننده رفتار می‌کند

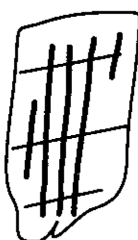


شکل ۲-۷ در این مقطع میکروسکوپی بلوری از پلاژیوکلاز تاب‌خورده را در وسط عکس ملاحظه می‌کنیم که با ماکل پلی‌سنتتیک خود مشخص است. در واقع، این بلور ماکل مکانیک (کینک باند) را نشان می‌دهد که در نتیجهٔ لغزش دوقلو به‌وجود آمده است (نور پلاریزه، ۱۰۰ برابر).

و گسیخته می‌شود. دانه‌های بزرگتر به دانه‌های کوچکتر تبدیل و روی سطوح لغزشی جابه‌جا می‌شوند. بعضی از کانیها (مانند کلسیت) در نتیجهٔ حرکات لغزشی در امتداد سطوح ضعیف شبکهٔ بلورین خود تغییر شکل می‌دهند. این نوع دگرشکلی را کاتاکلاستی می‌خوانند که در نتیجهٔ حرکات جهت‌دار به‌وجود می‌آید و میلونیت از نمونه‌های بارز آن است.

۲. دگرشکلی براثر انتقال ماده یا جهت‌یافتگی برتر کانیها در نتیجهٔ فرایندهای شیمیایی. کانیهای صفحه‌ای مانند میکاها و منشوری مانند آمفیبولها یا اپیدوتها در امتداد محور طویل خود جهت‌دار می‌شوند و کم و بیش در موازات هم قرار می‌گیرند. در این حالت از جهت‌یافتگی برتر کانیها صحبت می‌شود. اگر جهت‌یافتگی در نتیجهٔ وجود کانیهای صفحه‌ای‌شکل به‌وجود آید، اصطلاح فابریک لپیدوبلاستی و در مورد وفور بلورهای منشوری و سوزنی و دخالت آنها در جهت‌یافتگی برتر، از اصطلاح فابریک نماتوبلاستی صحبت می‌شود.


(الف) تاب‌دار


(ب) متقاطع


(ج) با انتهای باریک

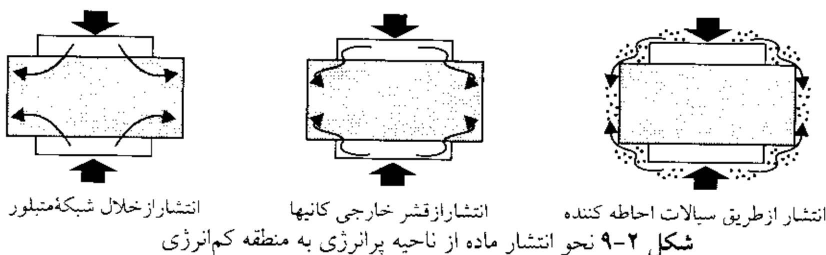
شکل ۲-۸ اقسام ماکلهای دگرشکلی

به‌طور کلی هرگاه سطوح خارجی یک کانی تحت‌تأثیر تنش زیاد باشد، آن قسمت انرژی آزاد زیادتری نسبت به نقاطی دارد که تنش در آن کمتر باشد. برای تبدیل این انرژی و ، در صورتی که انتقال ماده امکان‌پذیر باشد، ماده از بخش پرانرژی به‌سمت نقاط کم‌انرژی کشیده می‌شود و در آن رشد می‌کند و شکل کانی با این عمل تغییر می‌کند. انتشار ماده از یک ناحیهٔ پرانرژی و ناپایدار به منطقهٔ کم‌انرژی و پایدار به سه طریق زیر انجام می‌شود (شکل ۲-۹).

۱. انتشار از خلال شبکهٔ تبلور،

۲. انتشار از قشر خارجی دانه‌ها،

۳. انتشار از طریق سیالاتی که دانه‌ها را احاطه کرده باشد. این همان جریان تراوشی[1] یا انحلال براثر فشار است که قبلاً دربارهٔ آن صبحت کرده‌ایم.



شکل ۲-۹ نحو انتشار ماده از ناحیه پرانرژی به منطقه کم‌انرژی

در یک، محیط تکتونیکی*، جهت‌یافتگی دانه‌های سازندهٔ سنگ ممکن است ناشی از سازوکارهای زیر باشد:

الف) دکرشکلی خمیری در مقیاس شبکهٔ تبلور،

ب) پیدایی هسته‌های تبلور و رشد دانه‌ها در جهات معین،

ج) چرخش کانیهای مختلف‌البعد و مقاوم،

د) جریان تراوشی با انحلال براثر فشار.

الف) دگرشکلی خمیری در مقیاس شبکهٔ تبلور. چنانکه قبلاً گفته شد، در یک بلور منفرد، دگرشکلی خمیری ممکن است در مقیاس شبکهٔ تبلور به‌صورت لغزش انتقالی یا دوقلو انجام شود. در این حالت شکل خارجی بلور تغییر می‌کند ولی کانی جدیدی به‌وجود نمی‌آید. این امر موجب جهت‌یافتگی کانی می‌شود و بافت سنگ تغییر می‌کند (شکل ۲-۵).

ب) پیدایی هسته‌های تبلور و رشد آنها در جهات معین. دربارهٔ نحوه و چگونگی پیدایی هسته‌های تبلور و رشد آنها در جهات معین تاکنون توضیح قانع‌کننده‌ای ارائه نشده است. ولی اصولاً تصور می‌شود که در هنگام برقراری جریان خمیری نطفه‌های تبلور جدیدی در نقاط کم‌فشار به‌وجود می‌آید و در محیطهایی که میزان انرژی در آن به‌حداقل می‌رسد به‌رشد خود ادامه می‌دهد. مسلماً انرژی حداقل در امتداد و موازی جریان است که با طویل‌شدگی کانیها تطبیق می‌کند.

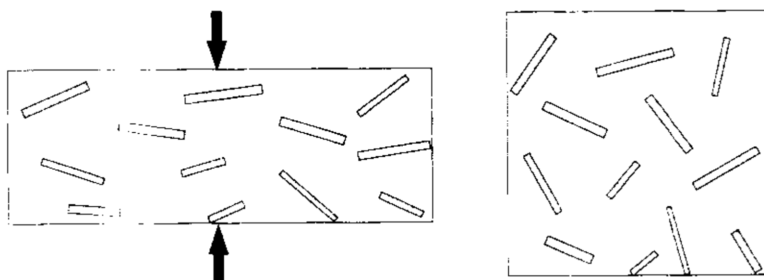
ج) چرخش کانیهای مختلف‌البعد و مقاوم. اگر بعضی از کانیهای ورقه‌ای مقاوم، مانند میکاها یا انواع میله‌ای‌شکل مانند آمفیبولها، در مواد نرم یا شکل‌پذیر قرار گیرند،

---

* محیطی است که در آن فشار جهت‌دار نقش دارد

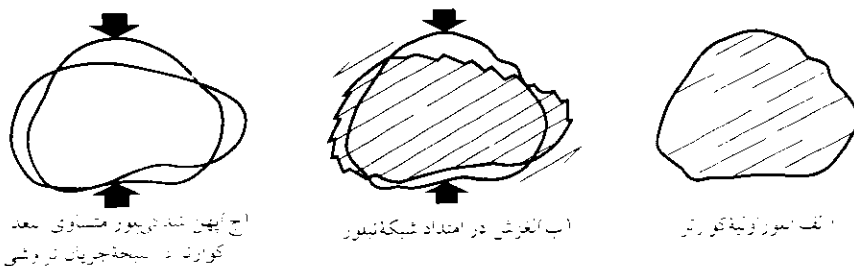
1. diffusire flow

ممکن است براثر فشار جهت‌دار جابه‌جا شوند و در امتداد سطوح پهن‌شده یا محور طویل‌شدگی خود قرار گیرند* و به این ترتیب نوعی جهت‌یافتگی برتر نشان دهند. برای ایجاد این جهت‌یافتگی، میزان تغییر شکل باید زیاد باشد به‌نحوی که سنگ جریان یابد و کانیهای مختلف‌البعد آن در امتداد هم و عمود بر جهت بزرگترین تنش قرار گیرند (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰ در یک مادهٔ نرم یا شکل‌پذیر کانیهای مقاوم در امتداد جهت جریان یعنی عمود بر جهت بزرگترین تنش (جهت پیکان در شکل) قرار می‌گیرند.

د) جریان تراوشی یا انحلال براثر فشار. مطابق شکل (۲-۱۱ الف)، یک بلور کوارتز متساوی‌البعد را ملاحظه می‌کنیم که در نتیجهٔ دخالت تنش برتر (جهت پیکان ـ حالت ب) اتمهای سازندهٔ آن بدون لغزش جابه‌جا شده‌اند. به‌عبارت دیگر، اتمها از نقاطی که انرژی بیشتری وجود داشته (نقطهٔ C شکل ۲-۱۱ ج) و از طریق سیالات احاطه‌کننده گریخته و به نقطه‌ای که کمترین انرژی را دارد (نقطهٔ O) پناه برده‌اند. این پدیده را که در واقع حل‌شدن در نقطهٔ بیشترین فشار و ته‌نشینی در نقطهٔ کمتر فشار است جریان تراوشی یا انحلال براثر فشار می‌خوانند. براثر این عمل حتی دانه‌هایی مانند کوارتز به‌صورت اشکال پهن‌شده درمی‌آیند و در نتیجه سنگها دگرشکلی پیدا می‌کنند و فولیاسیون‌دار می‌شوند.



شکل ۲-۱۱ جهت‌یافتگی کانی کوارتز در نتیجهٔ لغزش در امتداد شبکهٔ بلور

* این عمل را می‌توان با قرار گرفتن میکرولیتها در یک گدازهٔ آتشفشانی یا قرار گرفتن شاخهٔ درختان در آب رودخانه که به‌موازات و همجهت جریان قرار می‌گیرند مشابه دانست.

رشد بلورها در حالت جامد

مسلماً در محیطی که پدیده‌های دگرگونی رخ می‌دهد انرژی حرارتی و شیمیایی تغییر می‌کند. رشد بلورها در حالت جامد در نتیجهٔ کاهش انرژی کل محیط است و در مجموع شامل موارد زیر است:

الف) پیدایی نطفهٔ کانیهای نوظهور و رشد آنها و ایجاد کانیهایی که در چنین شرایطی پایدارترند.

ب) تغییر یا تنظیم حدود کانیهای قدیمی و ایجاد اشکال جدید که از نظر اندازه و شکل پایدارترند. این اعمال یا براثر افزایش دما یا در نتیجهٔ واکنشهای شیمیایی (یا هر دو با هم) انجام‌شدنی است.

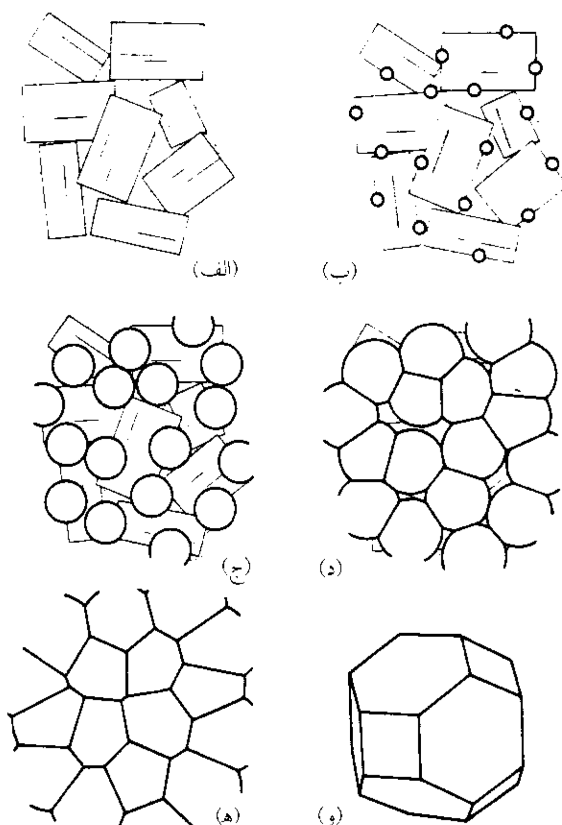
الف) افزایش دما عموماً موجب رشد کانیهای قدیمیتر می‌شود زیرا موجب تحرک اتمها و تغییر محل آنها می‌گردد. فابریک کوارتزیت مثال جالبی از رشد بلورها در حالت جامد و بدون واکنشهای شیمیایی است، زیرا کوارتز در بسیاری از شرایط دگرگونی، کانی پایدار به‌حساب می‌آید. در این حالت دانه‌های کوارتز ممکن است یا مطابق شکل ۲-۱۱ تغییر شکل دهند یا به‌علت آنکه انرژی سطحی دانه‌های کوچکتر زیادتر از دانه‌های بزرگتر است* برای تعدیل انرژی به دانه‌های بزرگتر تبدیل شود. به کمک انرژی سطحی می‌توان وجود بعضی از بافتها را در سنگها دگرگونی توضیح داد:

مثال ۱) بافت گرانوبلاستی. می‌دانیم که حبابهای صابون شکل کروی دارد و انرژی نسبی سطحی[1] در تمام نقاط آن یکسان است. ولی اگر مجموعه‌ای از حبابها پهلوی هم قرار گیرند، شکل خارجی آنها کروی نخواهد بود، بلکه چندضلعیهایی می‌سازند که انرژی در جهات مختلف آن یکنواخت است. این کیفیت را می‌توان با بافت گرانوبلاستی در سنگهای دگرگونی مشابه دانست. اگر در سنگهایی که از تک‌کانی[2] ساخته شده باشند (مرمر، کوارتزیت، دونیت و یخهای یخچالی)، با توجه به انرژی سطحی یکسان در جهات مختلف بلورشناسی، بافت گرانوبلاستی واقعی ایجاد می‌شود که در شکل ۲-۱۲ مراحل مختلف تشکیل آن را نشان داده‌ایم.

---

* پیوند اتمی بین اتمهای یک سطح بلورین یا مناطق نزدیک به آن به‌اندازهٔ پیوند اتمهای درون بلور نیست. این اتمها پیوندهای کامل‌نشده‌ای دارند که در نتیجه، مقداری انرژی که به آن انرژی سطحی می‌گویند صرف نگهداری آنها می‌شود. مسلماً هرچه دانه‌ها کوچکتر باشند تعداد اتمهای موجود در سطح افزایش می‌یابد بنابراین دارای انرژی سطحی بیشتری هستند.

1. surface - related energy 2. monomineral



شکل ۲-۱۲ مدل فرضی از رشد بلورها در حالت جامد که به تشکیل مجموعه کریستالوبلاستی تک‌کانی منجر شده است.

در (الف) کانیهای یک سنگ آذرین فرضی را ملاحظه می‌کنیم.

در (ب) پیدایی نطفه‌های تبلور و رشد آنها (ج)، و در (د) کانیهای قدیمی در حال از بین رفتن‌اند.

در (ه) رشد کامل و به‌هم رسیدن کانیها و ایجاد اشکال چندگوش (در محل اتصال سه‌تایی، زاویهٔ ۱۲۰ درجه درست شده است) این همان بافت کریستالوبلاستی است.

در (و) شکل یکی از کانیها در ساختمان سه‌بعدی موجود در بافت کریستالوبلاستی نشان داده شده است.

مثال ۲) اگر اختلاف انرژی سطحی در جهات مختلف بلورشناسی یک کانی زیاد باشد. شکل بلور در جهتی که انرژی سطحی کمتر باشد طویلتر و در جهت عمود بر آن کوتاهتر خواهد بود. مثلاً میکاها در امتداد سطح (۰۰۱)، انرژی سطحی کمتری نسبت به جهات دیگر دارند. بنابراین در همین امتداد رشد بیشتری پیدا می‌کنند و در نتیجه شکل

ورقه‌ای به‌وجود می‌آید. ولی چون اختلاف مورد بحث در جهات مختلف بلور کوارتز بسیار اندک است، در نتیجه، در سنگهای دگرگونی غیرتکتونیت، کوارتز به‌صورت دانه‌های متساوی‌البعد و غیر خودشکل ظاهر می‌شود (شکل ۶-۱۰).

مثال ۳) در مجموعه‌ای از کانیها که به‌حالت جامد رشد می‌کنند روند کلی عبارت از کاهش انرژی سیستم است. هرچه انرژی انیزوتروپی (ناهمسانی) کانیها در سطح زیادتر باشد، آن کانی با از بین بردن کانیهای اطراف ـ که انیزوتروپی کمتری دارند ـ به‌صورت بلورهای خودشکل‌تری درمی‌آید. مثلاً بلورهای میکا نسبت به بلورهای کوارتز انیزوتروپی بیشتری دارد، به‌همین دلیل همیشه خودشکل‌تر از کوارتز ظاهر می‌شود ولی در مقایسه با بلورهای گرونا، جای خود را به گرونا می‌دهد (شکل ۶-۱۰).

ب) واکنشهای شیمیایی در شرایط دگرگونی سرعت بیشتری دارند و می‌توانند در دگرشکلی و رشد کانیها نقش مهمی داشته باشند. در شکلهای ۲-۱۲ و ۲-۱۳ نمونه‌هایی از آن را ملاحظه می‌کنیم. مسلماً در این حالت نیز، روند کلی کاهش انرژی داخلی سیستم است. مسلماً، رشد دانه‌ها با حضور سیالات بین دانه‌ای که مواد لازم را در دسترس کانیهای نوظهور قرار می‌دهد امکان‌پذیرتر است.

با توجه به آنکه در سنگهای دگرگونی ترتیب تبلور وجود ندارد و تمام کانیها از لحاظ نظری همزمان متبلور می‌شوند یا تجدید تبلور می‌یابند، بنابراین ایجاد و رشد هر کانی در سنگهای دگرگونی بستگی به طریقه و سهولتی دارد که آن کانی در محیط جامد برای خود جا باز می‌کند. در این مورد بافت سنگ اولیه و فشارهای وارد بر محیط در رشد و نمو کانیها تأثیر عمده دارد. برای رشد و نمو کانیها سه سازوکار مختلف پیشنهاد شده و تصور می‌شود که اغلب کانیها در نتیجهٔ مجموع سه سازوکار مختلف رشد می‌کنند. این سه سازوکار عبارت‌اند از:

۱. رشد تراوشی. در این حالت، بلورها در فضاهای خالی داخلی سنگ تشکیل می‌شوند. فضاهای خالی ممکن است در سنگ اولیه وجود داشته باشد، مانند فضاهای موجود در یک ماسه‌سنگ دانه‌درشت؛ یا آنکه در نتیجهٔ فشارهای جهت‌دار، فضاهای جدید در سنگ به‌وجود آید.

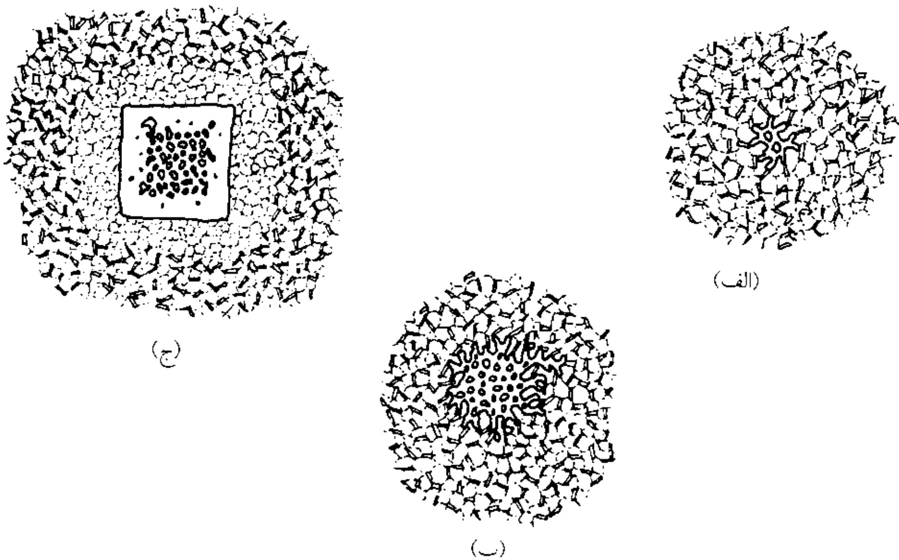
بررسیها حاکی از آن است که هرگاه گرانیت، تحت‌تأثیر فشارهای جهت‌دار که به‌مراتب کمتر از فشارهای لازم برای خرد کردن سنگ است قرار گیرد، شکافهایی در آن

ایجاد می‌شود. در چنین حالتی، اگر سیالی در سنگ وجود داشته باشد به‌طرف این فضاهای خالی هدایت می‌شود و همراه خود موادی را به‌حالت محلول انتقال می‌دهد. اگر این سیال قبل از وارد شدن به فضاهای خالی از ترکیبی اشباع شده باشد، با رسیدن به فضایی که فشار آن کمتر است مادهٔ محلول را ته‌نشین می‌سازد. به‌عبارت دیگر، در این فضاهای خالی بلور شروع به رشد می‌کند. این سیالات با انحلال بیشتر سنگ، مواد موردنیاز را برای رشد فراهم می‌آورند.

اگر دو بلور همجنس را در نظر بگیریم که یکی در داخل سنگ قرار داشته باشد (و در نتیجه تحت‌فشار زیادتر باشد) و دیگری در داخل فضاهای خالی به‌وجود آید، بدیهی است که انرژی آزاد بلور داخل سنگ بیشتر از انرژی آزاد بلور داخل حفره است و چنانکه قبلاً دیده‌ایم. فعل و انفعال یا مهاجرت مواد در جهتی انجام می‌شود که به کاهش انرژی آزاد سیستم می‌انجامد. بنابراین، بلور تحت‌فشار کم‌کم حل خواهد شد و مواد سازندهٔ آن بلور جدیدی را با همان ترتیب در فضاهای خالی تشکیل می‌دهد. این عمل تا زمانی ادامه می‌یابد که حفره پر و فشار در تمام نقاط سنگ متعادل شود.

با رشد تراوشی پیشرفته کانیهای مختلف سنگ در مناطق خاصی متمرکز می‌شوند، مثلاً اگر تمام مناطق سنگ ترکیب کانی‌شناختی یکنواختی داشته باشد و آن سنگ تحت‌تأثیر فشار جهت‌دار قرار گیرد، ممکن است به دو قسمت، با ترکیب کانی‌شناختی مختلف و غیریکنواخت تقسیم شود. کانیهایی که در شکافهای ناشی از فشار جهت‌دار رشد کرده‌اند کانیهایی‌اند که قابلیت انحلال بیشتری نسبت به قسمت باقیماندهٔ سنگ دارند و اگر این عمل مکرراً تکرار شود، سنگ ساخت نواری از خود نشان می‌دهد که به تناوب از مواد محلولتر و کم‌محلولتر تشکیل شده است. شاید بتوان ایجاد عدسیها یا نوارهای کوارتز در میکاشیستهایی را که از سنگهای رسی همگن به‌وجود آمده‌اند نمونه‌ای از این حالت به‌شمار آورد.

۲. **رشد کنکرسیونی.** در این حالت بلورها با کنار زدن بلورها و دیگر مواد مجاور برای رشد خود جا پیدا می‌کنند. باید توجه داشت که نیروی تبلور بسیار زیاد است و بلورها می‌توانند فشاری معادل فشار خرد شدن بر خود، در مواد مجاور تأثیر بگذارند. اصولاً در تشکیل نطفهٔ هر بلور جدید، علاوه بر شرایط فیزیکو ـ شیمیایی، محیط نیز باید از مادهٔ‌تشکیل‌دهندهٔ آن فوق اشباع باشد. این عمل باعث افزایش انرژی آزاد محیط می‌شود. به این طریق نطفهٔ بلور تشکیل می‌شود و به‌علت آنکه نیروی آزاد آن کمتر از



شکل ۲-۱۳ شکل فرضی رشد یک متاکریست (پورفیروبلاست) که براثر واکنش شیمیایی بین دو کانی $K+L \rightarrow M$ به‌وجود آمده است. (سفید کانی غیر خودشکل L و تیره کانی خودشکل K هستند).

در (الف) رشد یک هستک منفرد، در حد فاصل بین دو کانی K و L . در این حد فاصل، علاوه بر آنکه یونهای لازم برای تشکیل کانی جدید وجود دارد، مسیر و معبری به‌شمار می‌آید که عبور مواد از خلال آن تسهیل شده و موجب رشد کانی جدید M شده است. در اینجا، چون مقدار کانیL نسبت به کانی تیغه‌ای M بیشتر است، بنابراین زیادی آن به‌صورت انکلوزیون در متاکریست وارد شده است.

در (ب) رشد کانی جدید M موجب پیدایی بافت پویی‌کیلوبلاستی[1] شده که علاوه بر حالت (الف)، این مسئله ممکن است به حضور کانی سومی وابسته باشد که در واکنش شرکت نداشته ولی به‌صورت انکلوزیون در کانی جدید M وارد شده است.

در (ج) ممکن است شرایط رشد کانیM مانند حالت (ب) نباشد مثلاً، با توجه به‌وفور کانیL ، قسمتی از آن، همراه با تمام کانیهای تیغه مانند K در تشکیل کانی M به‌کار می‌رود و در نتیجه تا فاصلهٔ خاصی از کانی M ، کانی K وجود نداشته و تنها کانی L در اطراف کانی M قرار می‌گیرد. در این صورت در داخل کانی M ، انکلوزیون L دیده نمی‌شود.

محیط مجاور خواهد بود شروع به رشد می‌کند و جای خود را با کنار زدن مواد مجاور باز می‌کند. این عمل مجدداً سبب بالا رفتن انرژی آزاد بلور می‌شود و هنگامی که انرژی آزاد بلور معادل انرژی آزاد محیط اطراف گردد رشد بلور متوقف می‌شود. بنابراین، مقدار رشد بلور، تابع درجهٔ فوق اشباع بودن محیط مجاور بلور از مواد سازندهٔ آن است.

1. Poikilobastic texture

اگر مواد سازندهٔ بلور از مواد مجاور تأمین شوند، رشد کنکرسیونی بلور با سهولت بیشتر انجام می‌گردد، زیرا با این عمل مقداری فضای خالی در حول و حوش بلورهای جدید ایجاد خواهد شد. به‌علاوه در دگرگونیهای پیشرونده، مخصوصاً هنگامی که فشار بیشتر شود کانیهایی با وزن حجمی بیشتر و در نتیجه حجم کمتر به‌وجود می‌آیند که فضای موردنظر را تأمین می‌کنند.

اصولاً ساخت چشمی در نتیجهٔ رشد کنکرسیونی بلورها به‌وجود می‌آید. این نوع ساخت در نتیجهٔ رشد بلورها در بین سطوح ممتدی که عمود بر جهت فشارند همراه با رشد تراوشی به‌وجود می‌آیند. در میکاشیستها، چشمها معمولاً در اطراف دانه‌های گرونا که وزن حجمی بیشتر و حجم کمتر دارد تشکیل می‌شوند و معمولاً اطراف آن را بلورهای کوارتز فرا می‌گیرند که روانتر از دیگر کانیهای سنگ‌اند.

۳. رشد جانشینی. در این حالت، حجمی را که قبلاً با یک کانی اشغال شده بود کانی دیگری اشغال می‌کند. مسئلهٔ جانشینی بسیار پیچیده است. مثلاً وقتی در فشار ثابت با افزایش دما، سیلیمانیت جای دیستن را که هم فرمول آن است اشغال می‌کند، به‌علت آنکه سیلیمانیت کانی سبکتری است برای آنکه حجم معینی از دیستن به‌وسیله سیلیمانیت جانشین شود باید مقدار Al_2SiO_5 از محیط عمل به‌سمت خارج نفوذ کند.

در واکنشهای پیچیده‌تر، مواد مختلف اغلب در دو جهت مهاجرت می‌کنند، و این مهاجرت در نتیجهٔ انتشار یونها به‌صورت جامد صورت می‌گیرد و در این میان ماده سیال نقشی ندارند. در اینجا نیز عامل اصلی انرژی آزاد است که همیشه سعی می‌کند فعل و انفعالها را به‌سمتی رهبری کند که انرژی آزاد کل سیستم به‌حداقل برسد. معمولاً در دگرگونی پیشرونده، جانشینی موجب حجم کمتر می‌شود و در نتیجهٔ عمل جانشینی ندرتاً اتفاق می‌افتد. ولی در دگرگونی قهقرایی عکس این پدیده بیشتر به چشم می‌خورد؛ مثلاً می‌توان جانشینی کلریت به‌جای گرونا، آمفیبول به‌جای پیروکسن و موسکوویت به‌جای آندالوزیت را نام برد. غالباً جانشینی سبب می‌شود که مواد یا بلورهای دیگر در داخل بلور در حال رشد به دام افتند (انکلوزیون) و اگر تعداد این انکلوزیونها زیاد باشد، ساخت غربال‌شکلی ایجاد می‌کند که به آن ساخت پویی‌کیلوبلاستی می‌گویند. از کانیهایی که این ساخت را دارند می‌توان آندالوزیت، کوردیریت، گروناها، کلریتویید، بیوتیت، استرولیت و آلبیت را نام برد.

رابطهٔ زمانی بین دگرشکلی و دگرگونی

اصولاً پورفیروبلاستها نسبت به کانیهایی که به‌صورت دانه‌ریز در زمینهٔ سنگ یافت می‌شوند استحکام بیشتری دارند، بنابراین در مقابل عوامل تغییر شکل، مقاومت زیادتری از خود نشان می‌دهند. از این نکته می‌توان استفاده کرد و رابطه بین فولیاسیون زمینه و دانه‌های پورفیروبلاست را مشخص ساخت و به توالی حوادث پی برد. در این مورد از اصطلاحات بعد، بین، همزمان با تکتونیک استفاده می‌کنند و در این رابطه، شکل پورفیروبلاست را با آرایش داخل آن (انکلوزیون)، مّد نظر قرار می‌دهند:

۱. رشد پورفیروبلاست بعد از تکتونیک

به شکل ۲-۱۴ (الف) و (ب) توجه کنید. در هر دو یک شیستوزیته خارجی (که آن را با حرف S نمایش می‌دهند) در متن سنگ وجود دارد. همین حالت در پورفیروبلاست هم دیده می‌شود. بنابراین باید پذیرفت که ابتدا سنگ تحت‌تأثیر تکتونیک قرار گرفته و پس از آن، شرایط رشد پورفیروبلاست در آن فراهم شده است. با رشد این بلور درشت، دانه‌های کوچکتر زمینه در آن حبس می‌شوند و به این ترتیب بافت پویی‌کیلوبلاستی در آن به‌وجود آمده است. در اینجا زمینهٔ سنگ دارای شیستوزیته است و جهت‌یافتگی آن در داخل پورفیروبلاست حفظ شده است. بنابراین باید نتیجه گرفت:

- رشد پورفیروبلاست بعد از تکتونیک بوده است.
- بعد از رشد، حادثهٔ دیگری اتفاق نیفتاده است.

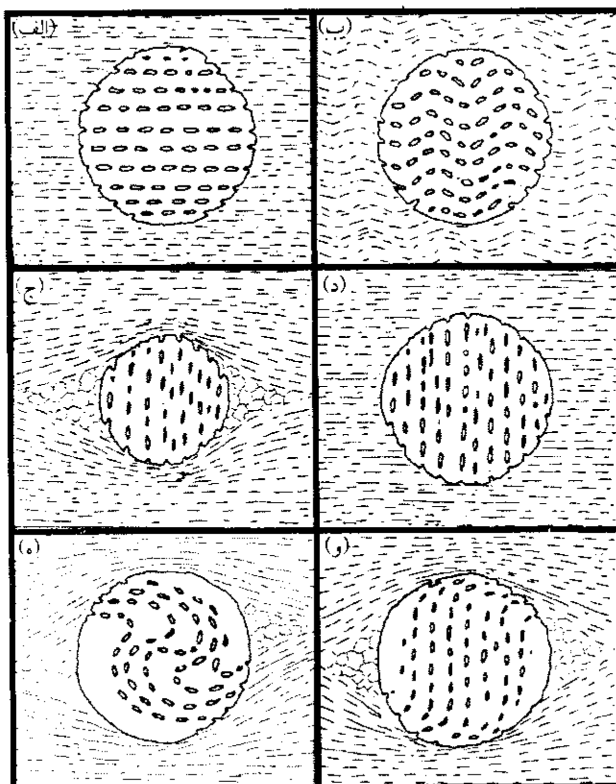
خاطرنشان می‌کنیم که کوارتز، ایلمنیت و گرافیت از کانیهای ویژه‌ای‌اند که در تشکیل شیستوزیته داخلی شرکت می‌کنند.

۲. رشد پورفیروبلاست بین دو تکتونیک

درون این قبیل پورفیروبلاستها یک‌سری از شیستوزیته قدیمی وجود دارد که با سری شیستوزیته بعدی احاطه می‌شوند. بنابراین فابریک جدیدی به‌وجود می‌آید که نسبت به شیستوزیته درون پورفیروبلاست متفاوت است (شکل ۲-۱۴ ج و د) بنابراین رشد پورفیروبلاست قبل از ایجاد شیستوزیته خارجی انجام شده و نشانه‌ای از دو حادثه تکتونیکی است

۳. پورفیروبلاستهای سن تکتونیک

اگر انکلوزیونهای موجود در یک پورفیروبلاست حالت تاب‌خورده داشته باشد (شکل ۲-۱۴



شکل ۲-۱۴ رابطه بین رشد پورفیروبلاستها و تکتونیک. در (الف) و (ب) رشد پورفیروبلاستها بعد از حادثهٔ تکتونیکی و در (ج) و (د) انکلوزیونهای پورفیروبلاست نشانهٔ دو دگرگونی در (ه) و (و)، رشد پورفیروبلاست همزمان با دگرگونی انجام شده است.

حالات (ه) و (و)، این پورفیروبلاستها همزمان با تکتونیک (سن‌تکتونیک)اند و نشانهٔ چرخش پورفیروبلاست در ضمن رشد است. به‌عبارت دیگر، می‌توان شکل (ه) را که اصطلاحاً به آن گلوله برفی[1] می‌گویند و غالباً در گروناها دیده می‌شود نتیجهٔ غلتیدن بلورها در امتداد سطح شیستوزیته در نظر بگیریم. در (و) نیز یک پورفیروبلاست عادی دورانی دیده می‌شود که همزمان با جهت‌یافتگی جدید، تبلور دوباره نیز انجام شده و پورفیروبلاستها در آخرین مرحلهٔ رشد خود نحوهٔ ایجاد شیستوزیته خارجی را در خود ثبت کرده‌اند.

باید توجه داشت که گاهی بعضی از کانیهای زمینه ممکن است در پناه پورفیروبلاستها قرار گیرند و تا حدودی از فشار جهت‌دار مصون بمانند. در این حالت کمی درشت‌تر از

1. snowball

کانیهای زمینه‌اند. به این قبیل رشد کانیها را رشد در سایهٔ فشار می‌خوانند (شکل ۲-۱۴ حالت ج).

خودآزمایی ۲

۱. دگرشکلی که با تغییر حجم ماده همراه نباشد چه نام دارد؟

الف) لغزشی ب) خزشی

ج) کشسانی (الاستیکی) د) خمیری

۲. ساخت سوسیسی یا بودین در نتیجهٔ کدام یک از حالات زیر به‌وجود می‌آید؟

الف) وقتی که تنش از نوع فشردگی باشد.

ب) وقتی که تنش از نوع کششی باشد.

ج) وقتی که تنش موجب تغییر شکل لغزشی شود.

د) وقتی که مقاومت نهایی سنگ در مقابل فشردگی ناچیز باشد.

۳. اگر سنگی در عمق ده کیلومتری زمین قرار داشته باشد، فشار وارد بر آن از نوع ......

الف) همه‌جانبه و ایزوتروپ است. ب) هیدروستاتیک و ایزوتروپ است.

ج) جهت‌دار و انیزوتروپ است. د) جهت‌دار و ایزوتروپ است.

۴. براساس شکل ۲-۵، کدام یک از اشکال پنجگانه معرف فشار همه‌جانبه و فشردگی است؟

الف) حالت (ب) سمت راست ب) حالت ج

ج) حالت د د) حالت ب سمت چپ

۵. در یک محیط تکتونیکی، جهت‌یافتگی دانه‌های سازندهٔ سنگ تابع کدام یک از عوامل زیر است؟

الف) دگرشکلی کشسان در مقیاس شبکهٔ تبلور

ب) دگرشکلی خمیری در مقیاس شبکهٔ تبلور

ج) چرخش کانیهای متساوی‌البعد و مقاوم

د) فشارهای همه‌جانبه

۶. کدام یک از حالات زیر را می‌توان جریان تراوشی نامید؟

الف) انتشار ماده از خلال شبکهٔ تبلور

ب) انتشار از طریق سیالاتی که دانه‌ها را احاطه کرده‌اند.
ج) انتشار از قشر خارجی دانه‌ها
د) پیدایی هسته‌های تبلور و رشد دانه‌ها در جهتی معین

۷. کوارتزیت چه نوع بافتی دارد و علت ایجاد آن چیست؟
الف) بافت گرانوبلاستی، به‌دلیل انرژی سطحی یکسان در کانیهای آن
ب) بافت لپیدوبلاستی، به‌دلیل انرژی سطحی یکسان در کانیهای آن
ج) بافت گرانوبلاستی به‌علت انرژی انیزوتروپی زیاد کانیهای کوارتز
د) بافت نماتوبلاستی به‌علت انرژی سطحی غیریکسان کانیهای سازندهٔ آن

۸ از تعاریف زیر کدام یک معرف رشد تراوشی است؟
الف) بلورها با کنار زدن بلورهای مجاور برای خود جا باز می‌کنند.
ب) بلورهای در فضاهای خالی سنگ به‌وجود می‌آیند.
ج) وقتی که فشار زیاد شود و مثلاً دیستن جای سیلیمانیت را بگیرد.
د) اگر مواد سازندهٔ بلور از مواد مجاور تأمین شود.

۹. شکل ۲-۱۴ ب، نشانهٔ کدام یک از حالات زیر است:
الف) رشد پورفیروبلاست بعد از حادثهٔ تکتونیکی انجام شده است.
ب) رشد پورفیروبلاست همزمان با حادثهٔ تکتونیکی انجام شده است.
ج) انکلوزیون پورفیروبلاست نشانهٔ دو دگرگونی است.
د) پورفیروبلاست از ابتدا و قبل از حادثهٔ تکتونیکی واجد این انکلوزیون بوده‌اند.

۱۰. در شکل ۲-۱۴، کدام یک از پورفیروبلاستها سن‌تکتونیک (همزمان با تکتونیک) و کدام یک پُست‌تکتونیک (بعد از تکتونیک) است.
الف) الف و ب سن‌تکتونیک، ج و د پُست‌تکتونیک‌اند.
ب) ج و د سن‌تکتونیک و هـ و و پُست‌تکتونیک‌اند.
ج) الف و ب سن‌تکتونیک و هـ و و پُست‌تکتونیک‌اند.
د) هـ و و سن‌تکتونیک و الف و ب پُست‌تکتونیک‌اند.

فصل سوم

اقسام دگرگونی

مقدمه

در مطالعات و بررسیهای صحرایی دو نوع دگرگونی را می‌توان از هم مجزا کرد که فقط از نظر مقیاس با هم متفاوت‌اند:

۱. *انواعی که ابعاد محدود دارند و به یک منطقهٔ خاص وابسته‌اند*، مانند دگرگونیهایی که در حاشیهٔ یک تودهٔ آذرین (دگرگونی مجاورتی) دیده می‌شود یا دگرگونیهایی که در نتیجهٔ اصابت و برخورد سنگهای آسمانی در سطح زمین به‌وجود می‌آید.

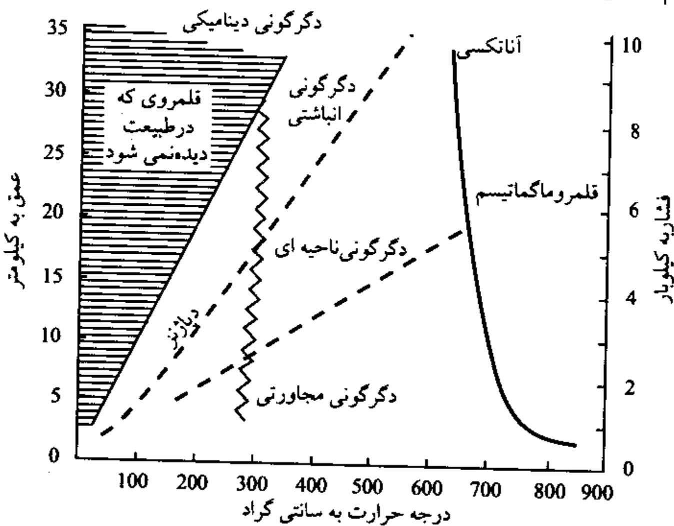
۲. *دگرگونیهای بزرگ مقیاس و قابل نقشه‌برداری*، این نوع دگرگونی را دگرگونی ناحیه‌ای یا عمومی می‌گویند که خود شامل دیناموترمال متامورفیسم و دگرگونی تدفینی (انباشتی) است. در زیر اقیانوسها نیز دگرگونی دیگری در مقیاس بزرگ رخ می‌دهد که در چند سال اخیر به کمک دوربینهای فیلمبرداری و نمونه‌برداریهای دقیق به‌وجود آن پی برده‌اند.

قبل از آنکه اقسام دگرگونی را توضیح دهیم لازم است اشاره کنیم که به‌جز دگرگونیهای اصابتی، دیگر اقسام دگرگونی با همدیگر و با حرکت صفحات لیتوسفری زمین (پلیت تکتونیک) در ارتباط‌اند.

اصولاً دگرگونیهای ناحیه‌ای را می‌توان در حاشیهٔ صفحات همگرا، یعنی جایی مشاهده کرد که فرایندهای دینامیکی، حالات سیستم زمین‌شناسی را تغییر می‌دهند. در این نواحی، سنگهای دگرگونی به‌صورت نوارهای[1] طویل در امتداد حاشیهٔ قاره‌ها که کوهزایی را پشت سر گذاشته باشد دیده می‌شود. در ایران، نوار دگرگونی سنندج ـ سیرجان در حاشیه و به‌موازات زاگرس مرتفع را می‌توان از همین نوع دانست. مسلماً وضع هندسی

1. belts

صفحات، سرعت و میزان همگرایی آنها، نوع صفحاتی که به‌هم نزدیک می‌شوند و فرایندهای حرارتی صادرشده از آستنوسفر و لیتوسفر همگی در گسترش این پدیدهٔ دگرگونی نقش دارند. چنانکه خواهیم دید با ادامهٔ فرورانش، نوارهای دگرگونی دوگانه در امتداد حاشیهٔ قاره‌ها به‌وجود می‌آید. گاهی در مناطق اپی‌زون، دگرگونی دینامیکی بروز می‌کند. عمل ذوب دورتر از محل برخورد، جایی که درجات زمین گرمایی زیاد شود، صورت می‌گیرد و، با استقرار مادهٔ مذاب در ترازهای بالاتر، دگرگونی مجاورتی شکل می‌گیرد که در سنگهای اپی‌زون و مزوزون آثار آن را به‌صورت حرارتی و گاهی شیمیایی (متاسوماتیسم) قابل مشاهده کرد.

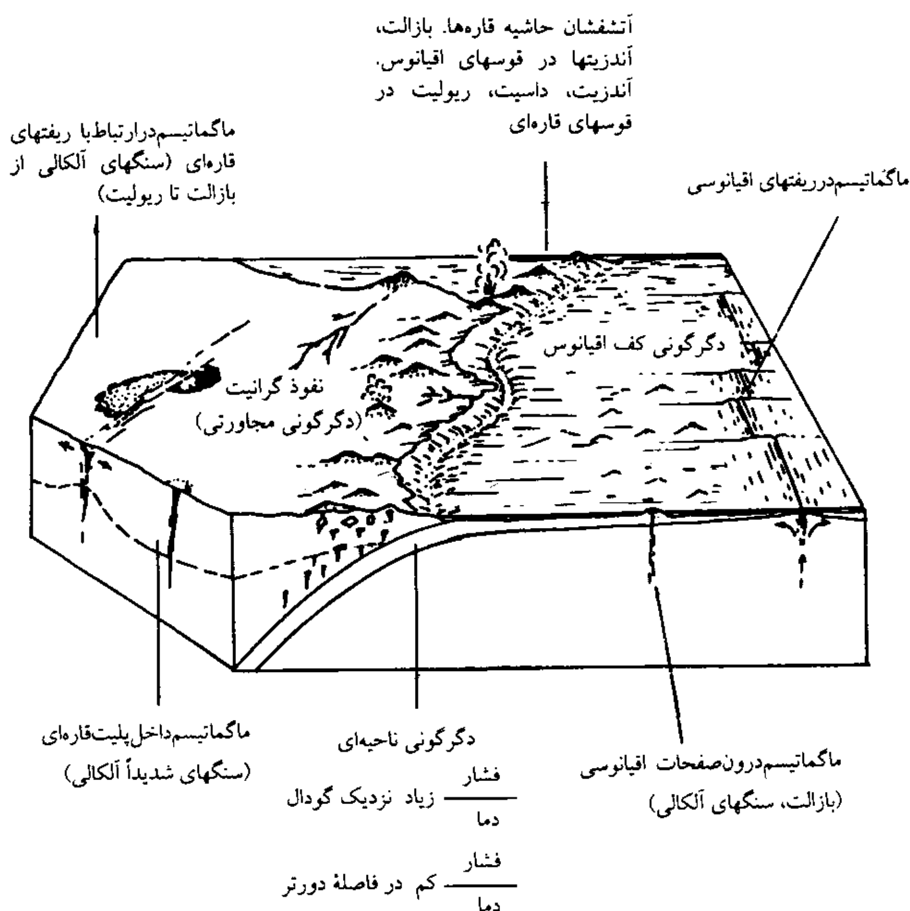


شکل ۳-۱ اقسام دگرگونی و محل آنها در قلمرو تغییرات دما و فشار، منحنی پررنگ منحنی ذوب گرانیت است.

در زیر کف اقیانوسها، جایی که دو صفحهٔ لیتوسفر از هم دور می‌شوند آب دریا در پوسته نفوذ می‌کند و سنگهای پوستهٔ اقیانوسی را دگرسان و دگرگون می‌نماید. بنابراین باید دگرگونیها را پدیده‌ای در مقیاس پوستهٔ زمین در نظر گرفت که حرکات، حال و گذشتهٔ صفحات سازندهٔ زمین را به‌نحوی در خود ثبت می‌کنند. در شکل ۳-۲ رابطهٔ بین پلیت تکتونیک و دگرگونیهای مهم را نشان داده‌ایم.

عموماً در یک دگرگونی ناحیه‌ای، پدیدهٔ دگرگونی فقط یک بار اتفاق نمی‌افتد، بلکه همان‌طور که از کوهزایی می‌دانیم، تغییر شکلهای یک ناحیهٔ معین ممکن است در

چند مرحله رخ دهد (فازهای کوهزایی). این تغییر شکل ممکن است با تبلور دوباره یا آرایش مجدد کانیها همراه باشد. در این حالت از چند دگرگونی یا پلی‌متامورفیسم صحبت می‌شود.

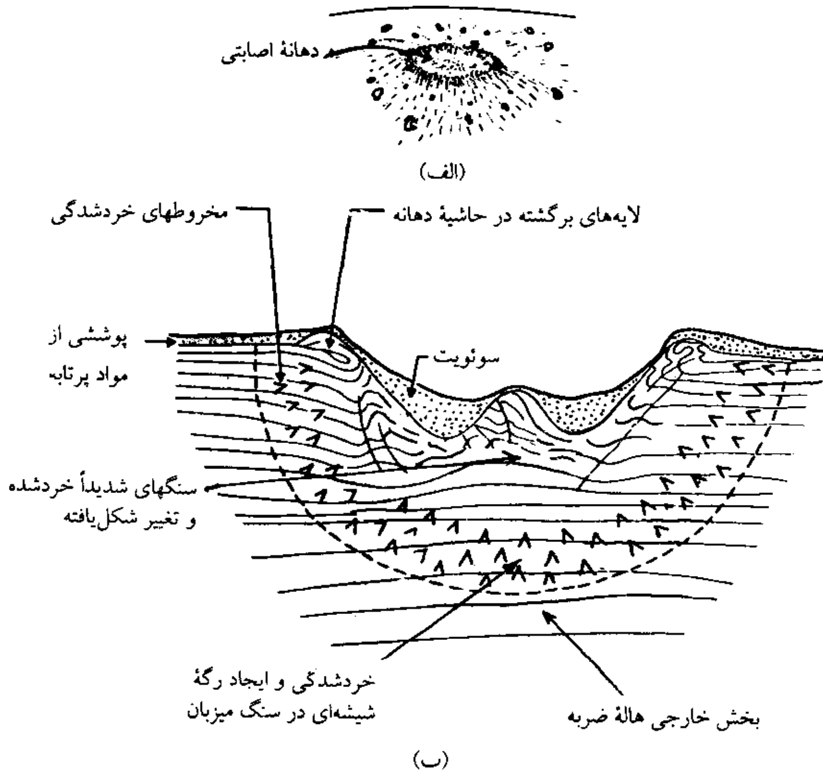


شکل ۳-۲ پلیت تکتونیک و انواع سنگهایی که در مناطق مختلف به آن وابسته‌اند. به محل وقوع دگرگونیهای ناحیه‌ای، دگرگونیهای مجاورتی و دگرگونیهای زیر کف اقیانوس توجه کنید.

۱. دگرگونی اصابتی یا دگرگونی ضربه‌ای

این دگرگونی را باید نوعی دگرگونی دینامیکی محسوب کرد که به‌صورت ساختمانهای دایره‌ای‌شکل یافت می‌شوند (شکل ۳-۳). این ساختمانها اساساً در نتیجهٔ برخورد و اصابت

سنگهای آسمانی (متئوریت) یا در نتیجهٔ انفجارهای هسته‌ای زیرزمینی به‌وجود می‌آیند. اگر شکل خارجی آنها براثر فرسایش از بین نرفته باشد- مانند دهانه‌هایی که در سطح ماه دیده می‌شوند- به‌آسانی قابل تشخیص‌اند. تشکیل دهانه را می‌توان با افتادن قطره‌ای آب در یک حوض تشبیه کرد. اگر درست بعد از برخورد قطره با سطح آب از آن عکس بگیریم مشاهده می‌کنیم که آب در محل برخورد کمی فرو می‌رود و سپس به بالا کشیده می‌شود و ذرات آن به اطراف پخش می‌شود. انرژی ناشی از برخورد، به‌صورت امواج به اطراف پخش می‌شود و تدریجاً محو می‌گردد. در محل برخورد سنگهای آسمانی بزرگ، نظیر همین پدیده اتفاق می‌افتد و فرورفتگی خاصی به‌وجود می‌آید که نظیر آن را در شکل ۳-۳ ملاحظه می‌کنیم.



شکل ۳-۳ الف) برخورد و اصابت یک سنگ آسمانی بزرگ روی زمین و ایجاد دهانهٔ مدور. ب) مقطعی از یک دهانهٔ برخوردی متئوریت دیده می‌شود. ساختمان عمقی کاملاً فرضی ترسیم شده است. بخش برآمدهٔ وسط را می‌توان به بالا آمدن آب که بر اثر برخورد یک قطره آب در استخر پدید می‌آید تشبیه نمود.

مسلماً انرژی جنبشی متئوریت مستقیماً به امواج ضربه‌ای تبدیل می‌شود[1]* که در محل برخورد، اثر آن شدید و با دور شدن از شدت آن سریعاً کاسته می‌شود. این امواج ضربه‌ای در فاصلهٔ هزارم ثانیه، فشاری بسیار زیاد (حدود چندین هزار بار) و گرمای شدید تولید می‌کنند که موجب خرد شدن سنگها به شکل مخروط می‌شود (مخروطهای خردشدگی[2]). این قبیل اشکال در سنگهای دانه‌ریز مانند سنگ آهک و کوارتزیت آسانتر تشکیل می‌شود. اگر حجم و وزن سنگ آسمانی زیاد و سرعت آن نیز زیاد باشد موجب ذوب یا تبخیر سنگ می‌گردد. هرچه از محل برخورد دورتر شویم از شدت آن کاسته می‌شود. در محل انفجارهای زیرزمینی، براثر شدت تشعشع قسمتی از سنگهای اطراف ذوب یا به بخار تبدیل می‌شوند. مقدار فشار در مخروطهای خردشدگی بین ۵ تا ۱۰ کیلوبار و در سنگهای ذوب‌شده در حدود ۶۰ کیلوبار (ناشی از ضربه) تخمین زده شده است. در حد بین آنها، اقسام کانیهای فشار بالا مانند کوئزیت و استیشوویت (در حدود ۱۶ کیلوبار) به‌وجود می‌آید.

۲. دگرگونی مجاورتی یا دگرگونی حرارتی

این دگرگونی دامنهٔ محدودی دارد به تشکیل سنگهای دگرگونی در پیرامون توده‌های نفوذی منجر می‌شود. دما در این نوع دگرگونی نقش اساسی دارد، ولی ترکیب شیمیایی تودهٔ نفوذی و سنگهای دربرگیرنده و نوع سیالاتی که از ماگما متصاعد می‌شود هم باید مّد نظر باشد. به‌همین دلیل منطقهٔ دگرگون‌شده، که به آن هالهٔ دگرگونی هم می‌گویند، از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی حالت منطقه‌ای دارد و در هر منطقه کانیهای خاصی دیده می‌شود. در دگرگونیهای مجاورتی غالباً هورنفلس به‌وجود می‌آید که به‌علت نبود تنش، کانیها بدون نظم و ترتیب و به‌طور اتفاقی قرار می‌گیرند. گاهی ممکن است براثر ورود توده‌های نفوذی تغییر شکلهایی در سنگهای مجاور به‌وجود آید. در این حالت بافت آن تا اندازه‌ای به بافت سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای شباهت پیدا می‌کند.

هنگامی که سنگهای رسوبی در مجاورت گرمای گدازه‌ای آتشفشانی قرار گیرند ابتدا آب از دست می‌دهند و تدریجاً پخته و شبیه آجر می‌شوند. در فاصلهٔ کمی دورتر از

---

* در واقع مجموع انرژی یک سنگ آسمانی (E_t) در محل برخورد پیچیده‌تر از این تبدیل ساده است. می‌توان رابطهٔ زیر را در مورد آن صادق دانست $E_t = E_i + E_k + E_{gp} + E_s + E_d$

انرژی کار و دفرماسیون + انرژی صوتی + انرژی پتانسیل ثقلی + انرژی جنبشی + انرژی داخلی = انرژی کل

1. shock waves
2. shatter cones

تودهٔ مذاب، حالت پختگی تدریجاً محو می‌شود. مثلاً در پلور، گدازه‌های آتشفشان دماوند، روی خاکهای موجود در سطح سنگهای آهکی سازندلار تأثیر گذاشته و در حدود ۲۰ تا ۴۰ سانتی‌متر خاک را به رنگ قرمز آجری درآورده است.

تأثیر گدازهٔ بر سنگهای آذرین و دگرگونی چندان زیاد نیست. چنانکه قطعات گرانیت یا گنیسهایی که درون تودهٔ مذاب بازالتی افتاده‌اند، بیوتیتهای آنها سوخته و از بین می‌رود و فلدسپارهای آن سست و پوک می‌شود و در مجموع سنگ استحکام خود را از دست می‌دهد، مانند انکلاوهای گنیسی درون بمبهای آتشفشانی گدازه‌های منطقهٔ قروه. برعکس، ضخامت هالهٔ دگرگونی در مجاورت مواد مذاب درونی زیادتر و در حدود چند صد متر و استثناناً ممکن است به یک تا دو کیلومتر برسد. ضخامت هالهٔ دگرگونی در سنگهای پلیتی و آهکی زیادتر از لایه‌های ماسه‌سنگی است و در سنگهای ماگمایی به‌حداقل می‌رسد.

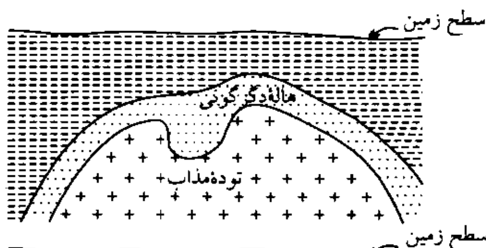
همان‌طور که پیشتر ذکر شد، هاله‌های دگرگونی معمولاً منطقه‌ای‌اند. اگر سنگ میزبان از نوع پلیتی باشد دگرگونی حرارتی عمدتاً از نوع ایزوشیمیایی و زونها نسبتاً منظم‌اند ولی اگر سنگ میزبان از نوع آهکی باشد و درمجاورت توده‌های نفوذی گرانیتی یا دیوریتی قرار داشته باشد زونهای نامنظم ایجاد می‌شود. این امر ممکن است به ترکیب شیمیایی، مقدار سیالات، ساختمان و به‌خصوص به تراوایی سنگ میزبان در ارتباط باشد که امکان مهاجرت سیالات را فراهم می‌سازد.

هرگاه توده‌های نفوذی در افقهایی از اپی‌زون یا مزوزون تزریق شود هاله‌های منطقه‌ای نسبتاً ضخیمی به‌وجود می‌آید. در این حالت استقرار تودهٔ نفوذی در سنگهای میزبان نسبتاً سرد با بالازدگی سقف تودهٔ نفوذی و در نتیجهٔ گسل خوردگی‌امکان‌پذیر است و یا ممکن است قطعاتی از دیواره به درون تودهٔ مذاب سقوط کند. در اعماق مزوزون و کاتازون که سنگ میزبان داغتر است، هاله‌های منطقه‌ای چندان مشخص نیست و استقرار تودهٔ نفوذی با کنار زدن سنگهای خمیری اطراف همراه است.

ضخامت هالهٔ دگرگونی در حول و حوش یک تودهٔ نفوذی:

الف) بستگی به وضع هندسی (شکل ۳-۴ الف و ب)، حجم، نوع تودهٔ مذاب و عمق استقرار آن دارد.

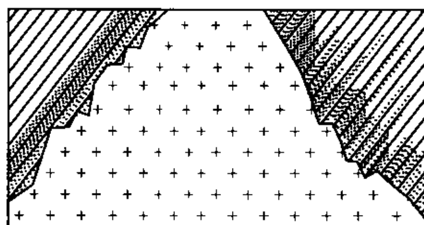
ب) در سنگهای میزبان به‌نوع، دما، وضع لایه‌بندی (در سنگهای رسوبی، شکل ۳-۴ ج)،



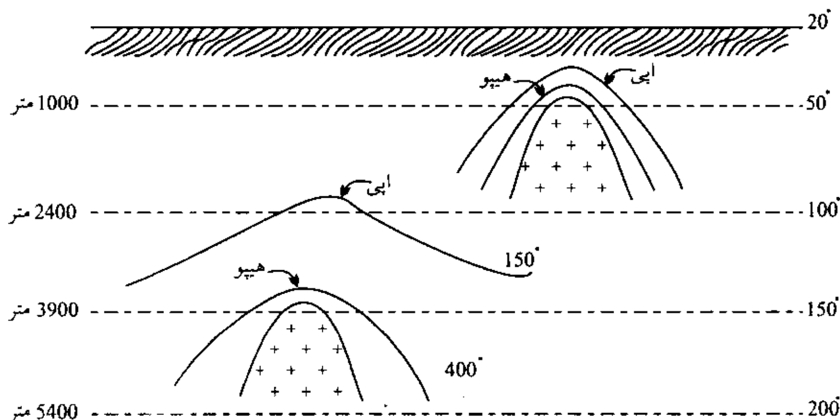
الف) در گودافتادگی تودهٔ نفوذی، ضخامت هاله به‌علت سطح تماس بیشتر با مواد مذاب، زیادتر است.



ب) ضخامت هاله در سقف زیاد و در پهلوها کمتر است.



ج) تراوایی و انتشار گرما در سمت راست تودهٔ نفوذی بیش از سمت چپ است، بنابراین ضخامت هالهٔ سمت راست زیادتر است.



د) وضعیت فرضی ایزوترمها در حول و حوش تودهٔ گرانیتی. چنانکه ملاحظه می‌کنیم، هرگاه تودهٔ نفوذی در سطوح بالاتر مستقر شود، منحنیهای ایزوترم فشرده‌تر است ولی در اعماق فاصلهٔ آنها بیشتر است. شرایط اپی‌ترمال در عمق ۱۰۰ تا ۱۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد و شرایط هیپوترمال در ۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد گسترش می‌یابد.

شکل ۳-۴ عوامل چهارگانه‌ای که در تعیین شکل و ضخامت هالهٔ دگرگونی نقش دارند.

سیالات یا آب موجود در آن و تراوایی آن بستگی دارد. اگر مقدار آب در سنگ میزبان کم یا اگر تراوایی به شکستگیها و لایه‌بندیها محدود باشد، ضخامت هالهٔ دگرگونی ناچیز و جریان حرارتی اساساً از نوع هدایتی است. ضمناً، آب فراوان و تراوایی زیاد، باعث انتقال مواد محلول در سیالات به فاصلهٔ دور می‌شود.

ضمناً باید به نقش زمان در ایجاد واکنشها توجه کرد. چنانکه گفته شد، حجم توده‌های نفوذی عامل مهمی در ضخامت هالهٔ دگرگونی به‌شمار می‌آید. بین زمان و ضخامت توده‌های نفوذی رابطهٔ زیر برقرار است:

$$t = ۰٫۰۱D^۲$$

که در آن t زمان برحسب سال، D ضخامت تودهٔ آذرین است (در اینجا آن را به‌صورت یک سیل[1] قائم در نظر گرفته‌ایم)، یعنی اگر ضخامت تودهٔ آذرین یک متر باشد زمان لازم (یعنی t) برای انجام واکنشها سه روز است و اگر ضخامت تودهٔ نفوذی ۱۰ متر باشد، زمان لازم واکنش یک سال است. اگر ضخامت تودهٔ آذرین ۱۰۰ متر باشد، زمان برای واکنش حدود یک قرن و اگر ضخامت سیل مزبور، ۱۰۰۰ متر باشد زمان واکنشها ۱۰۰ قرن طول می‌کشد. به‌طور کلی واکنشهای دگرگونی به زمان نیاز دارد و هر قدر زمان واکنشها طولانیتر باشد امکان و فرصت تشکیل کانیهای جدید فراهم‌تر است.

در عوض، ضخامت هالهٔ دگرگونی بستگی به دمایی دارد که از تودهٔ نفوذی به خارج نشت می‌کند.

اصولاً در حالت مذاب، دمای توده را باید در حد منحنی لیکیدوس در نظر گرفت. مقدار دمایی که از هر تودهٔ مذاب به سطوح مجاور آن می‌رسد از ۶۰ درصد دمای آن متجاوز نیست. یعنی اگر دمای لیکیدوس گرانیتی را ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد در نظر بگیریم، گرمای سنگهای مجاور از رابطهٔ زیر به‌دست می‌آید:

$$T = ۸۰۰ \times \frac{۶۰}{۱۰۰} + Tr$$

که در آن Tr درجهٔ زمین‌گرمایی محلی است که قبل از نفوذ تودهٔ ماگمایی در آن وجود داشته است.

در هر حال، مقدار T فاصله $\frac{D}{۱۰}$ از استوک گرانیتی از ۵۰ درصد دمای توده

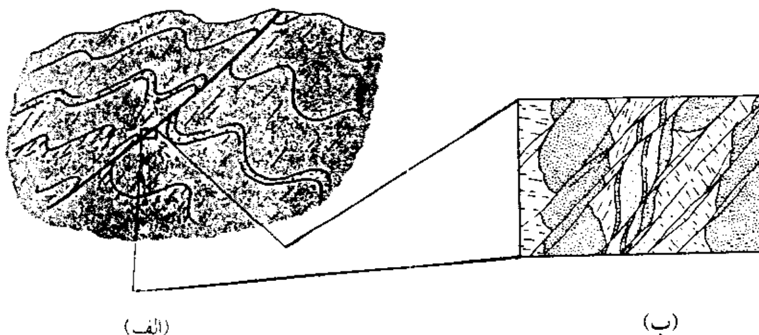
1. sill

تجاوز نمی‌کند (در اینجا D ضخامت فرضی تودهٔ نفوذی است). اصولاً حداکثر دامنهٔ تغییرات دما، ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار معمولاً کم و حداکثر به ۲۰۰۰ بار می‌رسد. در سنگهای هاله تغییر شکل دیده نمی‌شود ولی رشد و تجدید تبلور اهمیت زیادی دارد. به‌همین دلیل استحکام این‌گونه سنگها زیادتر است.

۳. دگرگونی دینامیکی یا دگرگونی کاتاکلاستی

همان‌طور که در صحرا دگرگونی مجاورتی را در کنار توده‌های آذرین تعقیب می‌کنیم، دگرگونی دینامیکی را در ارتباط با سطوح گسلی بزرگ یا روراندگیهای مهم و به‌صورت نوارهای باریک و دراز* مشاهده می‌کنیم. مطالعات تکتونیک حاکی از آن است که همزمان با حرکات مهم سطوح گسلی، دگرگونی دینامیکی اتفاق می‌افتد. می‌دانیم که اصولاً گسلها و روراندگیها تاریخ پیچیده‌ای دارند (شکل ۳-۵) و در چندین مرحله از حرکات شرکت می‌کنند ولی دگرگونی دینامیکی فقط در بعضی از این حالات پدید می‌آید.

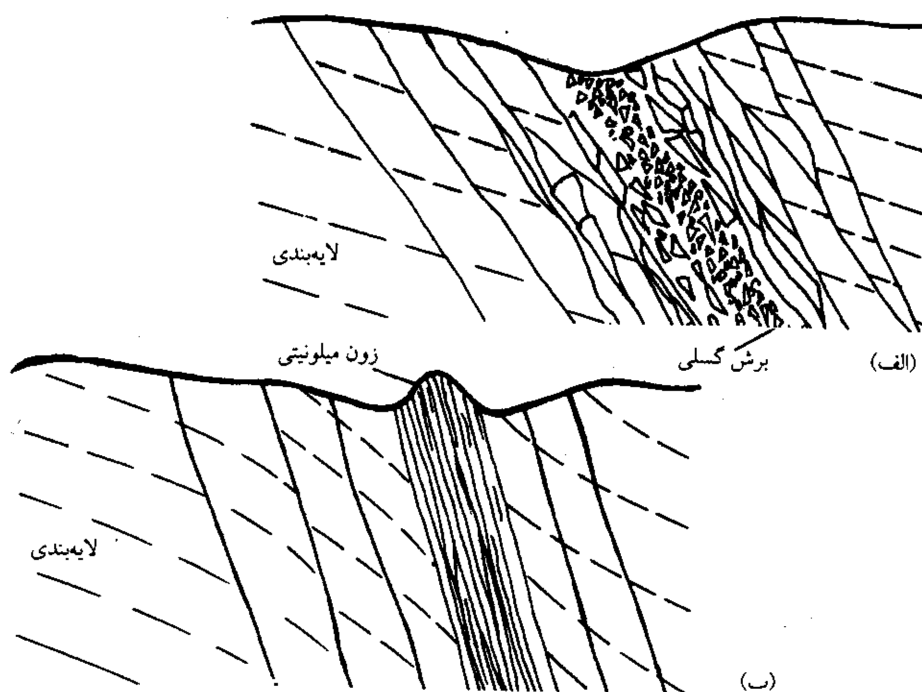
وانگهی می‌دانیم که در سطوح فوقانی پوستهٔ زمین سنگها شکننده‌اند. بنابراین وقتی تحت‌تأثیر حرکات مکانیکی شدید قرار گیرند خرد می‌شوند که حتی در مقیاس نمونهٔ دستی یا کوچکتر از آن هم می‌توان آنها را تشخیص داد. ولی در سطوح عمیقتر که دما زیادتر است ممکن است حرکت با تبلور دوباره همراه باشد و در حالات استثنایی حتی ممکن است پدیدهٔ ذوب نیز اتفاق افتد (ذوب مالشی[1] یا اصطکاکی).



شکل ۳-۵ در اینجا گسل لایه‌های سنگ را قطع کرده (شکل الف) و در امتداد آن کانیهای سنگ از هم گسیخته شده‌اند (شکل ب).

* مقیاس این نوارها غالباً محلی است. مثلاً، می‌توان آن را در حاشیهٔ گرانیت الوند در حوالی علی‌آباد دمق به‌صورت نواری به ظاهر گنیسی مشاهده کرد.

1. frictional melting



شکل ۳-۶ مقطع عرضی از یک زون گسلی در سنگهای سخت و متراکم. در (الف) زون گسل یا برش گسلی را ملاحظه می‌کنیم که در سطوح فوقانی پوستهٔ زمین اتفاق می‌افتد. (ب) زون گسل با میلونیت که در سطوح عمیقتر پوسته زمین به‌وجود می‌آید.

قطعه‌قطعه شدن شدید در سطوح گسلها یا رورانگیها، باعث ایجاد برش گسلی می‌شود (شکل ۳-۶) که قطعات درشت‌تر در بین قطعات ریزتر (میکروبرش) دیده می‌شود. با ملاحظهٔ میکروبرش در زیر ذره‌بین، ذرات درشت‌تر در خمیرهٔ بسیار دانه‌ریز (مانند آرد) پراکنده‌اند. این قبیل مناطق محل مناسبی برای نشت و نفوذ آب است و در نتیجه سنگ حاصل به‌سرعت تخریب و فرسوده می‌شود و سرانجام به مادهٔ رسی تبدیل می‌شود که قطعات درشت‌تر در آن پراکنده‌اند. این همان گوژ گسلی است. مانند گابروی مبارک‌آباد (جادهٔ هراز) که پس از تزریق در طول گسل مشاء- فشم، تحت‌تأثیر حرکات بعدی به‌شدت خرد و فرسوده شده است. به‌طور کلی محلهای برش گسلی و گوژ گسلی به‌آسانی تخریب‌پذیرند. به‌همین دلیل، غالباً در همین محلها، دره‌هایی برای عبور آبهای جاری به‌وجود می‌آید.

۴. دگرگونی ناحیه‌ای یا دینامو ترمال متامورفیسم

دگرگونی ناحیه‌ای گسترش زیادی دارد و خاص نوارهای کوهزایی است. در مناطقی که

دو صفحهٔ لیتوسفر به هم می‌رسند، یعنی در تمام نوارهای بزرگ کوهزایی جهان، می‌توان حجمهای عظیمی از آن مشاهده کرد. این دگرگونی کمابیش با ماگماتیسم همراه است و در آن توده‌های نفوذی گرانیت، دیوریت نیز یافت می‌شود. در ایران مجموعه‌های دگرگونی نوار سنندج- سیرجان مثال بارز آن است که در حاشیهٔ فعال، خرده قارهٔ ایران مرکزی و به‌موازات رواندگی زاگرس امتداد دارد.

حد این دگرگونی بسیار وسیع است و از چندصد تا چندین‌هزار کیلومتر مربع گسترش دارد و برخلاف دگرگونیهای مجاورتی و دینامیکی فرایندهای این دگرگونی چندان واضح و آشکار نیست. عامل اصلی ایجاد آن، فشارهای جهت‌دار است که مسلماً دما نیز در آن نقش دارد. میزان دما در این دگرگونی گاهی به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد و مقدار فشار نیز بین ۲۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ بار می‌رسد (شکل ۳-۷). به‌همین دلیل، در درجات شدید آن پدیدهٔ ذوب‌بخشی نیز اتفاق می‌افتد. به‌علت دامنهٔ وسیع تغییرات فشار، این دگرگونی را به انواع فشار کم، متوسط یا زیاد تقسیم‌بندی می‌کند که در بحث مربوط به رخساره‌های دگرگونی دربارهٔ آن صحبت خواهیم کرد.

شکل ۳-۷ دامنهٔ تغییرات فشار دما در ۹ مورد از دگرگونیهای ناحیه‌ای دنیا.

فشار جهت‌دار موجب جهت‌یافتگی کانیها می‌شود. به‌همین دلیل در این نوع دگرگونی از جهت‌یافتگی برتر صحبت می‌شود. اصولاً نیروهای کوهزایی در لایه‌های سطحی زمین موجب خردشدگی، چین‌خوردگی و رواندگی می‌شوند، ولی در ترازهای زیرین موجب

جابه‌جایی، تبلور مجدد کانیها در حالت جامد می‌شوند و فابریک انیزوتروپی مانند کلیواژ اسلیتی، فولیاسیون و لینه‌آسیون به‌وجود می‌آید (شکل ۶-۲۶) و در نتیجه فابریک اولیهٔ سنگ دستخوش تغییر می‌شود (شکل۶-۱۲). به‌همین دلیل، این دگرگونی را گاهی دگرگونی سن‌تکتونیک هم نامیده‌اند.

مطالعات صحرایی حاکی از آن است که در این قبیل دگرگونیها می‌توان از سنگهای دگرگون نشده تا انواع شدیداً دگرگون شده، حالات حد واسط و تدریجی ملاحظه نمود که در آن از خارج به داخل بر شدت درجات دگرگونی افزوده می‌شود. این حالت را می‌توان براساس اندازهٔ دانه‌ها (کانیها) در صحرا به اثبات رسانید. زیرا ثابت شده است هرچه اندازهٔ دانه‌ها درشت‌تر باشد درجهٔ دگرگونی شدیدتر است. در درجات بسیار شدید آن نیز ذوب‌بخشی رخ می‌دهد و تدریجاً رگه‌های گرانیت و پگماتیت فراوانتر می‌شود.

باری، لازمهٔ ایجاد دگرگونی ناحیه‌ای افزایش فشار جهت‌دار و دماست که دوام و مداومت آن ممکن است به بیش از ۱۰ میلیون سال برسد. مسلماً تغییر شکلهای متعددی در این مدت مدید رخ می‌دهد که از ویژگیهای مناطق در حال فرورانش است.

این نوع دگرگونی دارای مشخصات کلی زیر است:

- وسعت و گسترش زیاد،
- همزمانی با تکتونیک (سن‌تکتونیک)،
- دارا بودن فابریک انیزوتروپی نظیر آنچه در میکاشیستها و گنیسها دیده می‌شود،
- درجات دگرگونی مختلف و در نتیجه سنگها دگرگونی متفاوت.

۵. دگرگونی انباشتی یا تدفینی

هنگامی که سری ضخیمی از رسوبات یا سنگهای آتشفشانی روی‌هم انباشته شود، دما و فشار افزایش می‌یابد و دگرگونی انباشتی به‌وجود می‌آید. بنابراین، در بعضی شرایط می‌توان این دگرگونی را دنبالهٔ دیاژنز دانست. در این صورت، ارتباطی با کوهزایی و نفوذ توده‌های آذرین ندارد. پس می‌توان چنین پنداشت که تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در سنگ در نتیجهٔ افزایش فشار ناشی از سنگینی لایه‌ها نیز تراکم مواد را زیادتر کرده و کانیهای جدیدی به‌وجود می‌آورد که به‌موازات لایه‌بندی اولیه متبلور شده‌اند. بدین‌ترتیب، ساخت اولیهٔ سنگ در این نوع دگرگونی عموماً محفوظ می‌ماند و فقط ترکیب کانی‌شناختی آن تغییر می‌کند، به‌نحوی که از نظر کانی‌شناسی نمی‌توان مجموعهٔ کانیهای دگرگونی

انباشتی را از انواع دگرگونی ناحیه‌ای درجات ضعیف جدا کرد.

نبود ساخت جهت‌دار و فابریک انیزوتروپی نشان می‌دهد که فشارهای جهت‌دار در آن وجود ندارد یا می‌توان از آن صرف‌نظر کرد، زیرا در این دگرگونی، از هر سو فشارهای یکسان بر سنگ وارد می‌شود.

همان‌طور که قبلاً گفته شد، بسیاری از پترولوژیستها عقیده دارند که تأثیر و اهمیت دما در دگرگونی بیش از تغییرات فشار است. اگر چنین موضوعی صحت داشته باشد، باید قبول کنیم که مجموعهٔ کانیهایی که در این نوع دگرگونی به‌وجود می‌آیند بیشتر براثر افزایش دما ایجاد می‌شوند نه فشار، با حفاری در مناطقی که تغییرات درجات زمین‌گرمایی شدید داشته‌اند ثابت شده که دگرگونیهای تدفینی در اعماق کم، یعنی تقریباً در عمق ۲ کیلومتری به‌وجود آمده و بین ترکیب کانی‌شناسی سنگها و دمای اندازه‌گیری شده تطابق کامل برقرار بوده است.

آثار و شواهد دگرگونی تدفینی در سنگهای آتشفشانی تخریبی به‌خصوص انواعی که واجد شیشه بوده و در زیر لایه‌های ضخیم قرار داشته باشند بهتردیده می‌شود. در این حالت با حضور آب، شیشه سنگ به کانیهای دانه‌ریز مانند آنالسیم تبدیل شده است (شکل ۳-۹).

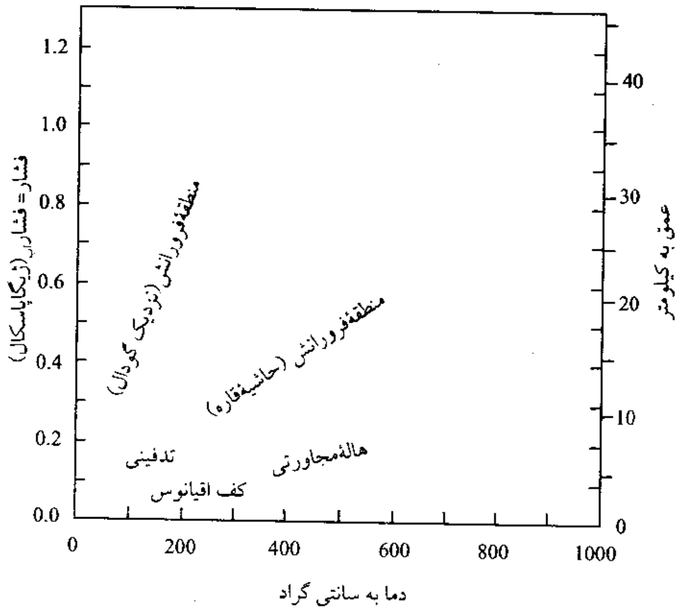
دگرگونی استاتیک. گاهی به‌جای دگرگونی تدفینی از دگرگونی استاتیک صحبت می‌شود. در این حالت فشار جهت‌دار دخالت ندارد و این دگرگونی در دما و فشار فزاینده به‌وجود می‌آید.

۶. دگرگونی زیر کف اقیانوسها[1]

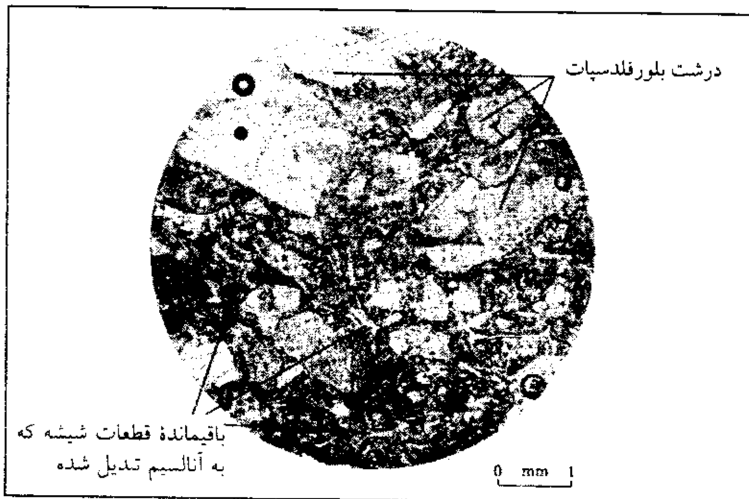
این نوع دگرگونی در مجاورت ریفتهای داخل اقیانوسی یعنی جایی دیده می‌شود که گدازهٔ بازالتی به کف اقیانوس می‌رسد. وسعت و پراکندگی آن نیز به‌دلیل گسترش شکافهای عظیم اقیانوسی زیاد است.

در این محلها، آب دریا با دمای دو درجهٔ سانتی‌گراد و pH نزدیک به ۸ به درون شکستگیها نفوذ می‌کند، پس از گرم شدن به جوش می‌آید و دمای آن تا ۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد می‌رسد و با انحلال گازهای آتشفشانی از جمله SO_2 و ... تدریجاً خاصیت اسیدی پیدا می‌کند و در این حالت قادر است تغییراتی در سنگهای مسیر و معبر به‌وجود آورد و کانیهای سازندهٔ آنها را دگرسان کند و درعین حال عناصری از آن را در خود حل و به‌حالت محلول به آب دریا وارد کند. به‌همین دلیل بعضی از سنگ‌شناسان با فرض

1. sub sea- floor metamorphism



شکل ۳-۸ شرایط دما فشار در رژیمهای مختلف مناطق دگرگونی.



شکل ۳-۹ دگرگونی یک توف آتشفشانی که در آن بلور و شیشه وجود داشته و خرده‌های شیشه کاملاً به آنالسیم تبدیل شده است.

آنکه کانی‌سازی در طول مناطق شکستگی انجام می‌شود آن را نوعی دگرسانی هیدروترمال و بعضی دیگر نیز آن را نوعی متاسوماتیسم می‌دانند.

مواد حاصل از انحلال به رنگ خاکستری تیره به‌صورت چشمه‌های آب‌گرم وارد آب دریا می‌شود. چنین محلولی غنی از سولفورهای فلزی است که ضمن بالا آمدن از مجاری و کانالهای خاص که شبیه دودکشهای آتشفشانی (ولی در مقیاس کوچکتر) است با فشار نسبتاً زیاد، به‌صورت چشمه‌هایی از ذرات معلق و بخار آب ـ که شبیه دود است و اصطلاحاً به آن دودهٔ سیاه[1] می‌گویند ـ از کف دریا فوران می‌کند. مقداری از مواد دودهٔ سیاه ضمن سرد شدن به‌صورت توده‌های استوانه‌ای یا مخروطی شکل بر جای می‌ماند و مقداری نیز پس از مخلوط شدن با آب دریا به‌صورت لایه‌های نازکی (غنی از سولفورهای فلزی) ته‌نشین می‌شود.

بررسیهای ایزوتوپی استرونسیم سنگهایی که از حفاری کف اقیانوس به‌ویژه در محل گسلهای ترانسفورم یا نزدیک به ریفت‌های اقیانوسی برداشت شده نشان داده است (۸۷ Sr/۸۶ Sr >۰٫۷۰۶) که آب دریا در تغییر و تبدیل سنگهای ماگمایی کف اقیانوس نقش داشته است*.

در مناطق ریفتی فعال افزایش درجهٔ زمین‌گرمایی سریع است و تقریباً ۵ تا ۸ برابر مناطق دیگر سطح زمین است. بنابراین در دگرگون شدن سنگهای کف اقیانوس نقش دما همراه با حضور سیالات به‌ویژه آب حائز اهمیت ولی عملکرد فشار ناچیز است. به‌همین دلیل رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت که عملاً باید بین رخساره زئولیتی و شیست سبز یافت شود در این مناطق وجود ندارد.

۷. دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال

منظور از دگرگونی هیدروترمال فعل و انفعالهایی است که بین سیالات داغ (به‌صورت محلولهای مایع یا گاز) با سنگهای اطراف انجام می‌شود و به‌موجب آن بعضی از مواد این سیالات به سنگهای مجاور وارد و بعضی دیگر از آن خارج می‌شوند. این سیالات ممکن است از آشیانه‌های ماگمایی نشئت گیرند که در حین انجماد مواد مذاب، برحسب شرایط به‌صورت گاز یا مایع می‌توانند با هم یا مستقل از هم، محیط انجماد را ترک کنند. همان‌طور که در دگرگونی زیر کف اقیانوس مشاهده کردیم، سیالات ممکن است منشأ

* نسبت مزبور در آب دریا ۰٫۷۰۹ و در سنگهایی که تازه به کف ریفتهای اقیانوسی رسیده‌اند در حدود ۰٫۷۰۳ تا ۰٫۷۰۴ است.

1. black smoker

ماگمایی نداشته باشند. با ورود و نفوذ آبهای جوی به درون زمین و سرانجام گرم شدن و تبخیر آن، می‌تواند سیالات دگرسان‌کننده‌ای به‌وجود آورد که تودهٔ آذرین در آن نقش ندارد. طی این دگرگونی، کانیهای شکل گرفته در دمای بالا به کانیهای شاخص درجات پایین تبدیل می‌شود. از ویژگیهایی بافتی سنگهایی که بدین‌گونه دگرگون شده‌اند جانشینی یک کانی به‌جای دیگر است (پسدومورف) و گاهی تشکیل حاشیهٔ واکنشی در اطراف کانی اولیه است، که در فصل اول به آن اشاره شد.

جانشینی ماده که با تغییر ترکیب شیمیایی سنگ همراه باشد موجب تشکیل کانیهای جدید می‌شود و این عمل به قسمی اتفاق می‌افتد که حالت جامد سنگ پیوسته محفوظ می‌ماند. این همان تعریف متاسوماتوز است.

در محلولهای ماگمایی، مواد فرار و بسیاری از عناصر فلزی وجود دارد و معمولاً به‌طرف بالا یعنی به‌سوی مناطق کم‌فشار به‌حرکت درمی‌آیند. محلولهای مزبور نقش واسطه را بازیک می‌کنند و در ضمن عبور و نفوذ در طول شکستگیها، در حد فاصل بین سنگهای مختلف، مواد به مهاجرت خود ادامه می‌دهند. این مهاجرت ممکن است به دو طریق صورت گیرد:

۱. مواد سازنده در بین حفره‌های ساکن در جهتی که تمرکز آن کم باشد منتشر می‌شود یعنی مهاجرت از راه انتشار رخ می‌دهد این حالت را متاسوماتیسم انتشاری می‌گویند.

۲. مواد در حفره‌ها به‌صورت محلول حرکت نموده و در سنگهای اطراف نفوذ می‌کند، یعنی فرایند مهاجرت از راه تراوش صورت می‌گیرد (متاسوماتیسم تراوشی). مسلماً بین این دو، حالت حد واسط زیادی وجود دارد.

پدیدهٔ متاسوماتیسم انتشاری از حدود چند متر تجاوز نمی‌کند در حالی که در حالت تراوشی عناصر محلولها می‌توانند از خلال شکستگیها به‌فواصل بسیار دورتر مهاجرت کنند. مسلماً حرکت سیالات و موادی که با خود حمل می‌نمایند. مستلزم انرژی است. این انرژی عمدتاً براثر نفوذ ماگمای داغ به درون سنگهای سردتر تشدید می‌شود.

پدیدهٔ فنیتی شدن نیز نوعی متاسوتیسم است که در اطراف توده‌های نفوذی کربناتیتی به‌وجود می‌آید. در مجاورت سیالاتی که از این نوع ماگما به خارج نشت می‌کند، بلورهای فلدسپار حالت پایدار و بلورهای کوارتز حالت ناپایدار* دارند و حل می‌شوند

---

* این سیالات pH قلیایی دارند و در این pH کوارتز حل می‌شود.

و در جای آنها حفراتی باقی می‌ماند. سنگ حاصل را اپی‌سینیت می‌نامند که خود نوعی گرانیت عاری از کوارتز است. در این پدیده تغییرات شیمیایی در تمام حجم سنگ انجام می‌شود. گاهی تغییر حالت مزبور در مقیاسی کوچک که از اندازهٔ دانه‌های سنگ تجاوز نمی‌کند صورت می‌گیرد. در این حالت نباید آن را متاسوماتیسم دانست. مثلاً جدایش عناصری مانند Mg، Fe، Ca، Al، Si و اکسیژن از ترکیب یک شیل که در تشکیل و رشد یک بلور گرونا مصرف می‌شود در حد و مقیاس کانیها انجام می‌گیرد، که به‌جای متاسوماتیسم به آن تفریق دگرگونی[1] می‌گویند.

خود دگرگونی یا اتومتامورفیسم[2]

هنگامی که یک تودهٔ ماگمایی در حضور سیالات خود انجماد یابد، کانیهای آن دستخوش تغییر و تحولات خاصی می‌شوند مثلاً کانیهای آبدار (یا آبدارتری) به‌وجود می‌آید یا شکل کانی تغییر می‌کند و سرانجام در ترکیب شیمیایی آن ممکن است تغییراتی بروز نماید مثلاً سریسیتی شدن فلدسپارها در توده‌های گرانیتی یا سرپانتینی شدن اولیوین در سنگهای گابرویی. این نوع دگرگونی به تغییرات کانی‌شناسی ثانوی در سنگهای آذرین شباهت بسیار دارد. به این تغییرات اتومتامورفیسم یا خود دگرگونی می‌گویند.

چند دگرگونی یا پلی‌متامورفیسم

هنگامی که سنگهای دگرگونی تحت‌تأثیر حوادث گرمایی یا دگرشکلیهای بعدی دیگری قرار گیرند مجدداً دگرگون می‌شوند و پلی‌متامورفیسم به‌وجود می‌آید. تنها در حالتی که حادثهٔ دگرگونی پایانی از نظر شدت یا مدت برای محو کردن فابریکهای دگرگونی و ترکیب کانی‌شناسی آن کافی نباشد می‌توان به‌وجود دگرگونی چندگانه پی برد.

همان‌طور که در مقدمهٔ این فصل گفته شد، بین دگرگونیها و پلیت تکتونیک رابطهٔ نزدیکی وجود دارد. به‌علاوه، می‌دانیم هر حادثهٔ کوهزایی ممکن است میلیونها سال به‌طول انجامد و فاصلهٔ بین دو کوهزایی نیز تقریباً ممکن است به ۱۰۰ میلیون سال برسد. بنابراین، هرگاه تغییراتی در جهت یا سرعت همگرایی صفحات لیتوسفر اتفاق افتد یا حادثهٔ تکتونیکی دیگری رخ دهد یا پدیده‌های گرمایی تغییر نماید، دگرگونیهای مکرر پدید می‌آید. چنددگرگونی بر دو نوع است:

---

1. metamorphic differentiation 2. autometamorphism

ـ دگرگونی پیشرونده، یا دگرگونی(هایی) که در آن شدت دگرگونی در مراحل بعدی زیادتر باشد.

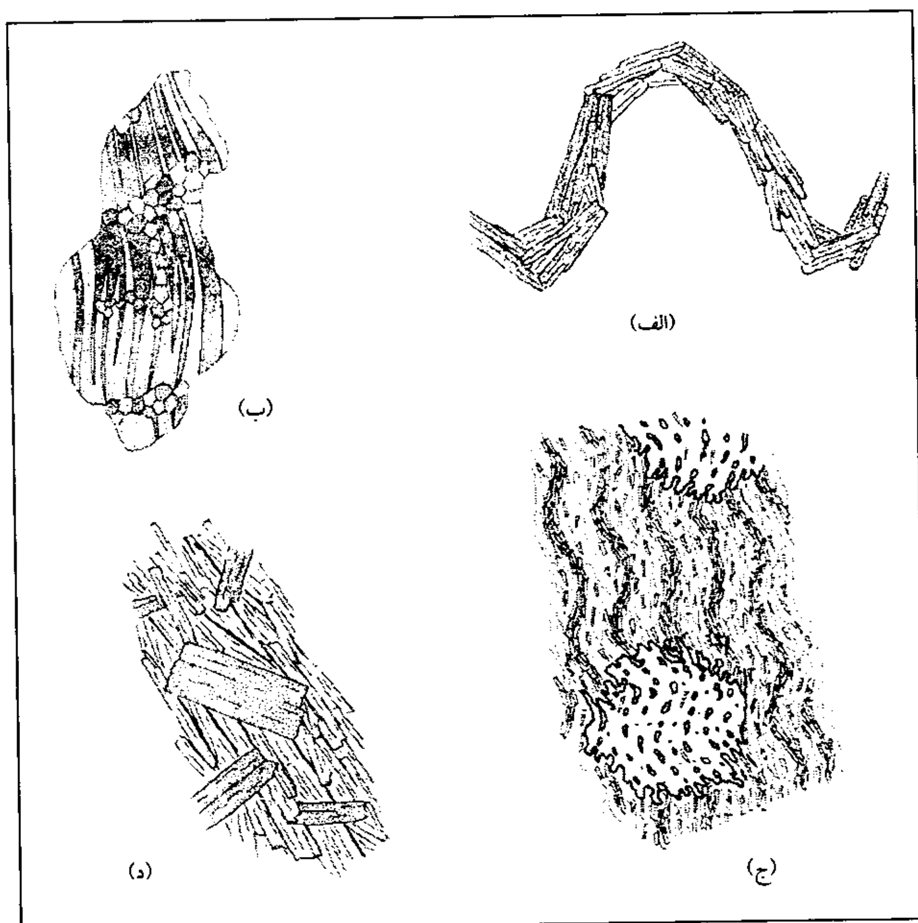
ـ دگرگونی پسرونده یا قهقرایی یا دیافتورز، اگر شدت دگرگونی بعدی، کمتر از دگرگونی اول باشد تعیین مراحل دگرگونی معمولاً امکان‌پذیر است. زیرا در بسیاری از حالات آثار کانی‌شناسی و ساختمان دگرگونی اول را می‌توان تشخیص داد. با مثالهای زیر سعی کرده‌ایم بعضی از انواع چنددگرگونی را مشخص کنیم:

مثال ۱. گرانیتوییدهای الوند همدان به سن کرتاسه ـ پالئوسن در داخل شیستهای همدان تزریق شده و شیستهایی دگرگونی ناحیه‌ای این منطقه را مجدداً دگرگون کرده (دگرگونی مجاورتی) و آنها را به اسلیتهای لکه‌دار و هورنفلس تبدیل نموده است. در این حالت شیستها هم شیستوزیته خود را از دست داده و هم کانیهای درجات شدید دگرگونی مثلاً کوردیریت و سیلیمانیت در آنها ظاهر شده و سنگ فابریک فشرده پیدا کرده است.

مثال ۲. مطابق شکل ۳-۱۰ (الف)، بلورهای میکا پیچ و تاب نداشته و جهت یک چین را تعقیب کرده‌اند و این شکل نشان می‌دهد که این بلورها بعد از حادثهٔ چین‌خوردگی رشد و نمو کرده و پس از آن ظاهراً حادثهٔ مهم دیگری اتفاق نیفتاده است.

مثال ۳. مطابق شکل ۳-۱۰ (ج)، بلورهای پورفیروبلاست گرونا، بعد از حادثهٔ دگرگونی رشد کرده و کانیهای محیط اطراف خود را دربرگرفته (انکلوزیون)، به‌نحوی که جهت شیستوزیته قدیمی با این انکلوزیون ثبت شده است. بنابراین رشد بلور گرونا را می‌توان به دگرگونی مرحله ثانوی مربوط دانست.

مثال ۴. مطابق شکل ۳-۱۰ (د)، دو نسل از میکا را ملاحظه می‌کنیم که انواع موازی در یک زمان از دگرگونی و انواع ناموازی نسبت به آنها، در مرحلهٔ تأخیری به‌وجود است.



شکل ۳-۱۰ بعضی از فابریکهای بعد از تکتونیک

در (الف) بلورهای میکا هم فولیاسیون نشان می‌دهند و هم شکل یک چین را مشخص کرده‌اند. هیچ یک از بلورها تاب ندارد و در زیر میکروسکوپ خاموشی یکسان و یکنواخت نشان می‌دهند. رشد این میکاها بعد از چین‌خوردگی حاصل شده زیرا شکل چین را تعقیب کرده‌اند.

در (ب) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل تابدار و خاموشی موجی خود دیده می‌شود. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز در محلهایی که تنش کم‌اثر بوده دوباره متبلور شده (بلورهای کوچک چندگوش) و رشد کرده‌اند.

در (ج) بلورهای گرونا با بافت پویی‌کیلوبلاستی بدون تغییر شکل مانده ولی انکلوزیونهای موجود در آن جهت شیستوزیته قدیمی را نشان می‌دهند.

در (د) دو نسل از میکا را ملاحظه می‌کنیم: نسل اول در امتداد فولیاسیون قرار دارند و نسل دوم بعد از حادثهٔ تکتونیکی به‌وجود آمده زیرا فاقد جهت‌یافتگی برتر است.

مثال ۵. شکل ۳-۱۱ مقطع میکروسکوپی از میکاشیستهای چین‌خوردهٔ ناحیهٔ زاغه (راه همدان به ملایر) را نشان می‌دهد که در آن لااقل دو دگرگونی را می‌توان مشاهده کرد. ابتدا سنگ فولیاسیون‌دار شده است و میکاها در جهت فولیاسیون قرار گرفته‌اند. سپس در دگرگونی مرحلهٔ بعدی، بلورهای میکا پیچ و تاب برداشته و درعین حال بلورهای بیوتیت تیره‌تر در امتداد سطح محور چینها (چینهای میکروسکوپی) رشد کرده‌اند.

(الف)

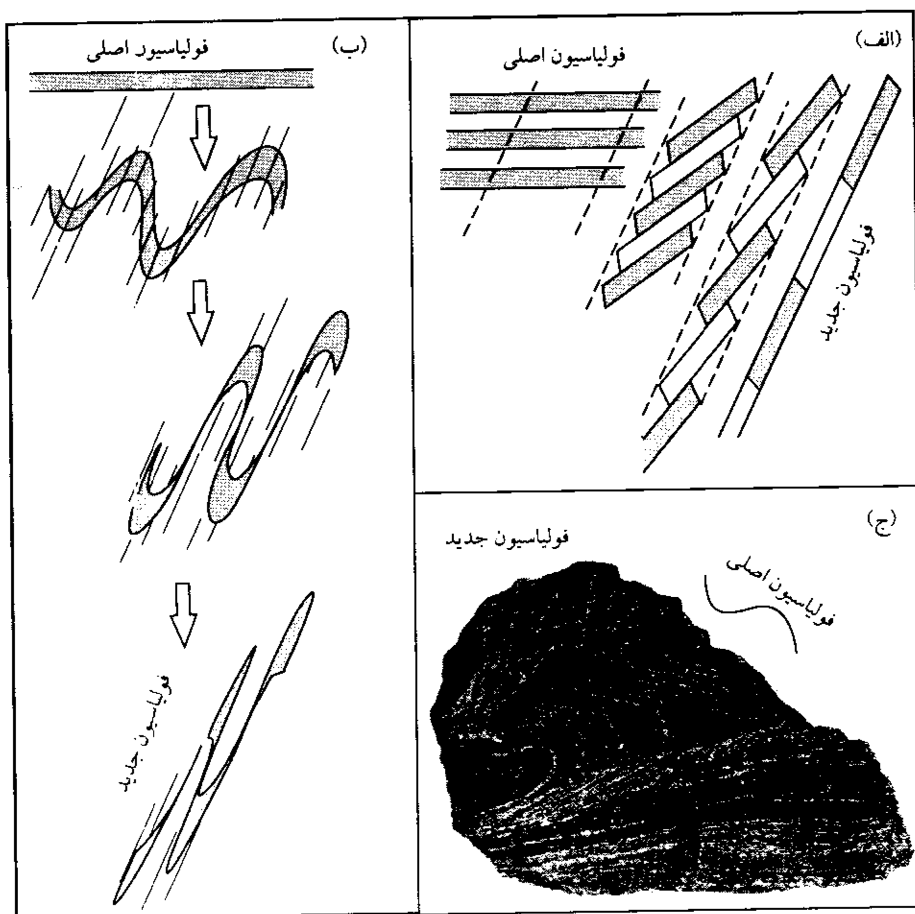


(ب)



شکل ۳-۱۱ مقطع میکروسکوپی یک میکاشیست ناحیهٔ زاغهٔ همدان، با دو دگرگونی. نورپلاریزه ۴۰ برابر. بافت یک میکاشیست کوارتز + کوردیریت + موسکوویت + بیوتیت‌دار ناحیهٔ زاغه را ملاحظه می‌کنیم.
- بیوتیتها در امتداد فولیاسیون قرار دارند (دگرگونی نسل اول)
- بیوتیتها تاب‌خوردگی دارند و درعین حال بلورهای بیوتیت (خطوط ضخیم و تیره) به‌موازات سطح محوری این چینها مرتب شده‌اند (دگرگونی نسل دوم)

مثال ۶. مطابق شکل ۳-۱۲، گاهی چرخش مکانیکی ممکن است بر فولیاسیون اولیه مؤثر واقع شود و فولیاسیون جدیدی به‌وجود آورد که نسبت به فولیاسیون قدیمی مورّب است. اگر سنگ حالت خمیری داشته باشد (شکل ۳-۱۲ ب)، با افزایش فشارهای جانبی زیادتر، ممکن است فولیاسیون جدید به‌وجود آید.



شکل ۳-۱۲ فولیاسیون انتقالی و نمایش دو دگرگونی

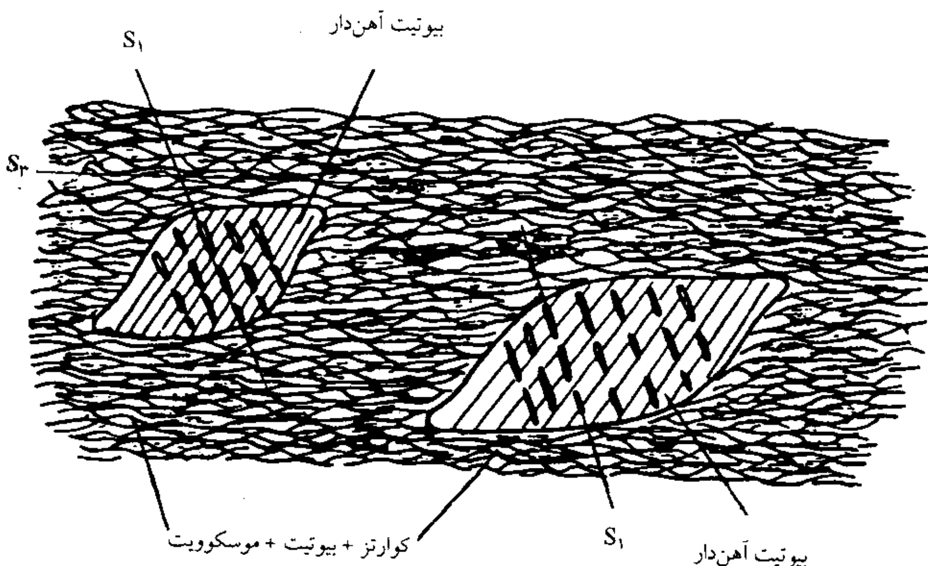
در (الف) چرخش مکانیکی موجب برش‌خوردگی فولیاسیون اولیه شده و در امتداد خط‌چین فولیاسیون جدیدی به‌وجود آورده است. این حالت، خاص سنگهایی است که رفتار شکننده داشته باشند.

در (ب) با فشردگی دائم و تدریجی که از دو سمت بر فولیاسیون اولیه وارد آمده باعث چین‌خوردگی و سرانجام ایجاد فولیاسیون جدید شده است که نسبت به فولیاسیون اولیه مورّب است. در حالت اخیر سنگ حالت خمیری داشته است. پیکانها مراحل تدریجی را نشان می‌دهند.

در (ج) در یک نمونهٔ دستی فولیاسیون قدیمی و جدید شبیه حالت (ب) دیده می‌شود. فولیاسیون جدید با محور چینها هم‌جهت است.

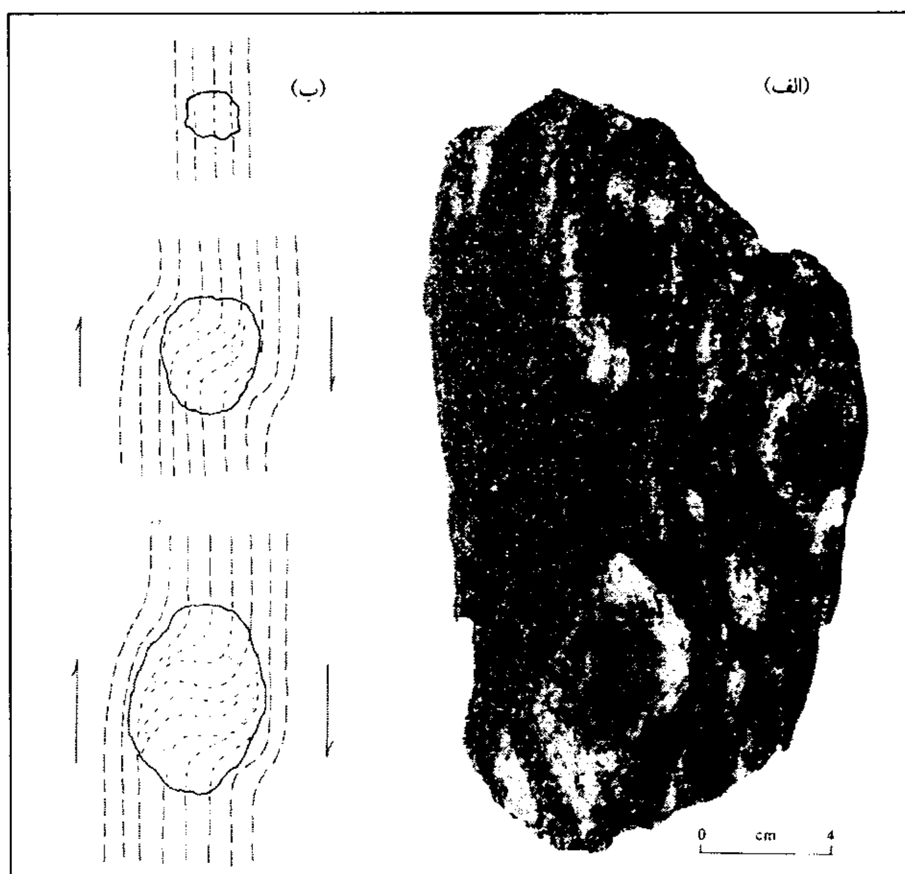
مثال ۷. در شیستهای جنوب مشهد سه‌فاز دگرگونی تشخیص داده شده است. مطابق شکل ۳-۱۳، در بسیاری از اسلیتها و شیستها دو نسل بیوتیت را می‌توان از هم باز شناخت:

- بعضی کوچک و همراه با موسکوویت و کوارتز جهت‌یافتگی خاصی نشان می‌دهند که با شیستوزیته عمومی سنگهای دگرگونی این ناحیه هم‌جهت است (S_3).
- در متن ریز بلور این سنگها، بیوتیتهای دانه‌درشتی وجود دارد که سرشار از آهن است (بیوتیت آهن‌دار).
- در این بلورها، انکلوزیونهای دانه‌ریز کوارتز به‌موازات هم وجود دارند که محتملاً نشان‌دهندهٔ اولیه شیستوزیته اولیه (S_1) این شیست‌هاست که در اولین مرحلهٔ دگرگونی به‌وجود آمده‌اند.
- ضمناً رخ این درشت بلورهای بیوتیت نه با جهت S_1 موازی است و نه با جهت S_3. بنابراین، این بیوتیتهای آهن‌دار دانه‌درشت در یک دگرگونی گرمایی (احتمالاً براثر نفوذ گرانیتهای جنوب مشهد) به‌وجود آمده‌اند.



شکل ۳-۱۳ ترسیم میکروسکوپی از شیستهای جنوب مشهد که در آن سه مرحلهٔ دگرگونی دیده می‌شود.

مثال ۸ شکل ۳–۱۴ الف، سنگ پلیتی دگرگون‌شده‌ای را نشان می‌دهد که در آن پورفیروبلاست گرونا در زمینه‌ای دانه‌ریز متشکل از کوارتز + بیوتیت + اولیگوکلاز دیده می‌شود. در اطراف بلور گرونا تجمعی از کانیهای روشن کوارتز و اولیگوکلاز وجود دارد. به‌علاوه، این پورفیروبلاست، آرایش حلزونی دارد که حاکی از چرخش آن ضمن رشد بلور است و به آن اصطلاحاً «گلوله برفی» می‌گویند. بنابراین پورفیروبلاست گرونا، بعد از حادثهٔ دگرگونی اول رشد کرده است (دگرگونی دوم)، سپس با توجه به آنکه، جهت‌یافتگی انکلوزیون داخلی آن با شیستوزیته نهایی (در اطراف بلور) هم‌جهت نیست، بنابراین تحت دگرشکلی سوم قرار گرفته است. در شکل ب مراحل مختلف به‌صورت ترسیمی نشان داده شده است.



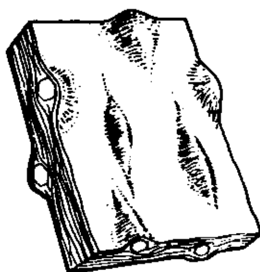
شکل ۳ – ۱۴ سه دگرگونی در یک گارنت بیوتیت شیست (به متن مراجعه شود).

مثال ۹. در شکل ۶-۳ ب، شیل دگرگون‌شده‌ای را ملاحظه می‌کنیم که در آن لایه‌بندی محفوظ مانده و کانیهای دگرگونی ورقه‌ای مانند میکا و کلریت جهت‌یافتگی موازی با لایه‌بندی اولیه را نشان می‌دهند. چینهای کوچک در متن شکل نشانهٔ دگرگونی دیگری است که باعث ایجاد فولیاسیون مورّب نسبت به لایه‌بندی اصلی شده است.

مثال ۱۰. هرگاه مجموعه کانیهای بی‌آب (مانند گرونا و استروتید) که در دماهای بالاتر به‌وجود می‌آیند با مجموعه‌های آبدار (مثلاً کلریت و میکاها) جانشین شوند نشان‌دهندهٔ دگرگونی قهقرایی است.

مثال ۱۱. یکی از واکنشهایی که در آن آب حضور دارد تغییر و تبدیل مجموعهٔ اکلوژیتی (شامل پیروکسن ژادئیتی + گرونای آلماندین ـ پیروپ + روتیل) بی‌آب به مجموعه‌ای از کانیهای آبدار مانند مجموعه گلوکوفان + کلریت + اپیدوت + میکای سفید + اسفن) است (شکل ۷-۳۲)، با نفوذ آب به درون سنگ که گاهی آثار آن به‌صورت رگه‌های متقاطع دیده می‌شود این نوع دگرگونیهای قهقرایی پدید می‌آید.

به‌طور کلی، اگر دو دگرگونی با درجات یکسان در یک ناحیه رخ دهد، در این حالت تشخیص و تفکیک دو مرحله بسیار مشکل است. اگر دگرگونی ثانوی در شرایط فشار مشابه نسبت به دگرگونی اول اتفاق افتد ولی از نظر دما بر آن برتری داشته باشد، آثار دگرگونی اول از بین خواهد رفت.



شکل ۳-۱۵ پورفیروبلاست گرونا، با رشد این بلورها جهت کلیواژ این میکاشیست تغییر کرده است. تقدم و تأخر رشد بلور با کلیواژ چگونه است و چرا؟

با این تعاریف نمی‌توان دو مورد زیر را، دو دگرگونی پنداشت:

الف) اگر بازالتها تحت‌تأثیر دگرگونی قرار گیرند و مثلاً در رخسارهٔ شیست سبز یا آمفیبولیت دگرگون شوند.

ب) یک گرانودیوریت متشکل از پلاژیوکلاز + کوارتز + فلدسپار آلکالن + هورنبلند + بیوتیت وقتی در رخسارهٔ شیست سبز دگرگون شود به مجموعهٔ گنیس واجد آلبیت + اپیدوت + اکتینوت + فلدسپار آلکالن تبدیل شود.

ولی اگر به‌جای مثال ب، سنگ گنیس فرض شود از رخسارهٔ آمفیبولیت به رخسارهٔ شیست سبز تحول می‌یابد که در این حالت می‌توان از دگرگونی قهقرایی صحبت کرد.

به‌طور کلی، در دگرگونیهای پیشرونده، واکنشها با خروج تدریجی آب از محیط مشخص می‌شوند. بنابراین، وجود آب برای برقراری دگرگونیهای پسرونده (قهقرایی) الزامی است. تغییر و تحولات قهقرایی اساساً در مناطق خردشده و گسل‌خورده با سهولت بیشتری انجام می‌شود. زیرا امکان گردش آب و تماس آن با کانیها در این نواحی به بهترین وجهی فراهم است. در این قبیل مناطق، ضخامت دگرگونیهای پسرونده کم و از چند متر تجاوز نمی‌کند. زیرا اگرچه ممکن است تغییرات شرایط فیزیکی در مناطق همجوار این مناطق مشابه آنها باشد، ولی فقدان مواد سیال که در واکنشها الزامی است مانع انجام تحولات قهقرایی می‌شود. این پدیده در تعیین سن مطلق سنگها نیز به ثبوت رسیده است:

> «سرزمینهای قدیمی افریقا براثر کوهزایی داهومین[1] (۲۷۰۰ میلیون سال قبل) دگرگون گردیده و به گرانولیت تبدیل شده‌اند. سن این سنگها جز در مناطق خردشده و به‌شدت قطعه‌قطعه‌شده همان عددی است که در بالا به‌آن اشاره گردیده است. ولی دگرگونیهای ناشی از کوهزاییهایی بیریمین[2] (۲۰۰۰ میلیون سال قبل) و پان افریقای پایانی[3] (۵۵۰ میلیون سال قبل) که سرزمینهای مذکور را تحت‌تأثیر قرار داد باعث خردشدگی و قطعه‌قطعه شدن و در نتیجه آغشتگی آنها با آب گردید. در این وقایع کانیهای آبدار متبلور شدند و در انتشار ایزوتوپهای عناصر رادیواکتیو تغییراتی پدید آمد» (ابوان و دیگران، ۱۹۷۴، ص ۲۲۱).

خودآزمایی ۳

۱. کدام دگرگونی ارتباط بیشتری با حرکات صفحات لیتوسفر دارد؟

الف) مجاورتی	ب) اصابتی
ج) ناحیه‌ای	د) هیدروترمال

1. Dahoméyen
2. Birrimienne
3. late panafricaine

۲. اگر ضخامت یک‌سیل قائم ۴۰ متر باشد، زمان تقریبی انجام واکنشها در هالهٔ مجاورتی چقدر است؟

الف) ۱۶ سال   ب) ۲۰ سال

ج) ۴ سال   د) ۸ سال

۳. میلونیت در کدام یک از حالات زیر به‌وجود می‌آید؟

الف) سنگهایی مانند شیل که تحت‌تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد.

ب) سنگهای مانند کوارتزیت که تحت‌تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد

ج) سنگهای مانند گرانیت که تحت‌تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گیرد.

د) هر نوع سنگی که در امتداد گسلها قرار داشته باشد.

۴. در کدام یک از دگرگونیها نقش سیالات اهمیت بیشتری دارد؟

الف) اصابتی   ب) ناحیه‌ای

ج) مجاورتی   د) هیدروترمال

۵. در کدام دگرگونی، فشار جهت‌دار نقش تعیین‌کننده دارد؟

الف) ناحیه‌ای   ب) مجاورتی

ج) انباشتی   د) تدفینی

۶. در کدام یک از اقسام دگرگونی، ساخت اولیه نسبتاً محفوظ می‌ماند؟

الف) مجاورتی   ب) ناحیه‌ای

ج) تدفینی   د) دینامیکی

۷. کدام یک از حالات زیر معرف پدیدهٔ فنیتی شدن است؟

الف) گرانیتی که بلورهای کوارتز آن حل شده ولی بلورهای فلدسپار آن به‌حالت پایدار باشد.

ب) کربناتیتی که حاوی فلدسپار باشد ولی کوارتز آن حل شده باشد.

ج) هر سنگ آذرینی که براثر متاسوماتیسم حفره‌دار و متخلخل شود.

د) سینیتی که تمام فلدسپارهای آن از سنگ خارج شده باشد.

۸. کوارتز در کدام pH حل می‌شود؟

الف) اسیدی   ب) خنثی

ج) قلیایی   د) در موارد الف و ب

۹. در شکل ۳-۱۲ الف و ب، فولیاسیونهای جدید در چه حالت به‌وجود آمده‌اند؟

الف) در هر دو شکل در حالت خمیری
ب) در شکل الف در حالت شکننده و در شکل ب در حالت خمیری
ج) در هر دو شکل به‌حالت شکننده
د) شکل الف در حالت خمیری و شکل ب در حالت شکننده

۱۰. در شکل ۳-۱۳، جهت رخ بیوتیتهای دانه‌درشت موجود در شیستهای جنوب مشهد معرف چیست؟
الف) معرف دگرگونی اولیه‌ای که این منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده است.
ب) معرف دگرگونی نهایی که این منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده است.
ج) معرف شیستوزیته عمومی سنگهای دگرگونی این منطقه است.
د) معرف یک دگرگونی حرارتی در ناحیهٔ مزبور است.

فصل چهارم

مجموعهٔ کانیها (پاراژنز) و نمایش مجموعه‌های پاراژنزی

مقدمه

مخلوطی از اکسیدهای فلزی را با درصد مشخصی انتخاب می‌کنیم به‌نحوی که ترکیب شیمیایی آن با ترکیب شیمیایی سنگی طبیعی یکسان باشد. سپس آن را به پودر بسیار ظریف و دانه‌ریز تبدیل می‌کنیم و در یک ظرف دربسته و مسدود قرار می‌دهیم. این ظرف را درون اتوکلاو می‌گذاریم و گرما را رفته‌رفته زیاد می‌کنیم. پس از مدت زمانی که ممکن است هفته‌ها یا سالها به‌طول انجامد در ظرف را باز می‌کنیم و به این ترتیب «سنگی» را که ساخته‌ایم مشاهده کنیم. می‌دانیم که افزایش دما، سرعت واکنشهای درونی را حتی در حالت جامد زیاد می‌کند، ازدیاد فشار نیز همین عمل را انجام می‌دهد. به این ترتیب، اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد به‌ازای تغییرات دما و فشار، واکنشهایی در حالت جامد صورت می‌گیرد و در نتیجه کانیهای متفاوتی به‌وجود می‌آید و می‌توان ثابت کرد که هر مجموعهٔ کانی در محدودهٔ فشار و دمای کاملاً مشخصی پدیدار می‌شود و به این طریق قلمرو پایداری هر کانی یا مجموعه‌ای از کانیها مشخص می‌شود.

براساس قوانین ترمودینامیک و تعیین حد پایداری مجموعهٔ کانیها می‌توان واکنشهای ممکن در سیستم دگرگونی را به‌ازای تغییرات دما و فشار شناسایی کرد، به‌شرط آنکه حالت تعادل برقرار باشد و اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد، می‌توان مجموعهٔ کانیها را به کمک نمودارهای مثلثی تعیین کرد.

استفاده از قانون فازها

در حالت تعادل، می‌توان تعداد کانیهای یک سنگ دگرگونی را، به کمک قانون فازها،

تعیین کرد. در فصل اول، بعضی از روابط بافتی را برشمردیم که ممکن است مشخص‌کنندهٔ حالت تعادل در محیطهای دگرگونی باشد. علاوه بر این موارد، لازم است خاطرنشان کنیم که در حالت تعادل اولاً تعداد کانیها در سنگهای دگرگونی محدود است و ثانیاً ، هیچ‌گاه کانیهای ناسازگار با هم در یک سنگ دگرگونی دیده نمی‌شود (مثلاً وجود کوارتز با اولیوین منیزیم‌دار یا هماتیت با گرافیت *).

یکی از موارد استفاده از قانون فازها در سنگهای دگرگونی تهیه و تنظیم نمودارهایی است که بتوان با آنها مجموعهٔ کانیهای هر سنگ را به‌ازای شرایط دگرگونی مشخص ساخت. اگر حالت تعادل در محیط دگرگونی برقرار باشد، می‌توان تعداد فازها (کانیها) را از قانون گیبس به‌دست آورد:

$$V = C - P + ۲$$

که در آن V تعداد متغیر یا واریانس، C تعداد تشکیل‌دهنده و P تعداد فازهای موجود در تعادل است. در محیطهای دگرگونی۲ = V و عبارت است از فشار و دما، بنابراین فرمول بالا به‌صورت

$$۲ = C - P + ۲$$

درمی‌آید و از آنجا C = P است. یعنی تعداد کانیها (فازها) با تعداد تشکیل‌دهنده برابر است. بنابراین، با تعیین تعداد تشکیل‌دهنده می‌توان تعداد کانیهای یک سنگ دگرگونی را به‌دست آورد و به این ترتیب از مجموع کانیها (یا پاراژنز کانیها) آگاه شد.

درحالت کلی، اکسیدهای (تشکیل‌دهنده‌های)سازندهٔ یک‌سنگ دگرگونی عبارت‌اند از:
۱. SiO_2 ؛ ۲. Al_2O_3 ؛ ۳. Fe_2O_3 ؛ ۴. FeO ؛ ۵. CaO ؛ ۶. MgO ؛ ۷. K_2O ؛ ۸. Na_2O ؛ ۹. P_2O_5 ؛ ۱۰. TiO_2 ؛ ۱۱. MnO

با توجه به اینکه اکسیدهای ردیف ۹ تا ۱۱ در سنگهای دگرگونی اندک است. می‌توان از آن صرف‌نظر کرد. وانگهی براساس جانشینهایی ** که از عناصر می‌دانیم غالباً عناصر ردیفهای ۲ و ۳ و عناصر ردیفهای ۴ و ۶ و عناصر ردیفهای ۷ و ۸ به‌جای هم در ساختمان کانیها وارد می‌شوند. بنابراین، می‌توان برای سهولت کار از نمودارهای مثلثی

---

* در بحث مربوط به دگرگونی همیشه فرض بر این است که چون دگرگونی در زمانی بسیار طولانی صورت می‌گیرد، بنابراین شرایط تعادل برقرار است و به‌همین دلیل از قانون فازها و حالت تعادل در دگرگونی بحث می‌کنیم، ولی باید توجه داشت که در برخی موارد این موضوع صحت ندارد و مجموعهٔ کانیهای سنگهای دگرگونی معرف مجموعهٔ کانیهای در حال تعادل نیست که دگرگونیهای قهقرایی یا شکلهای ۱-۶ و ۱-۷ همین کتاب گویای آن است.

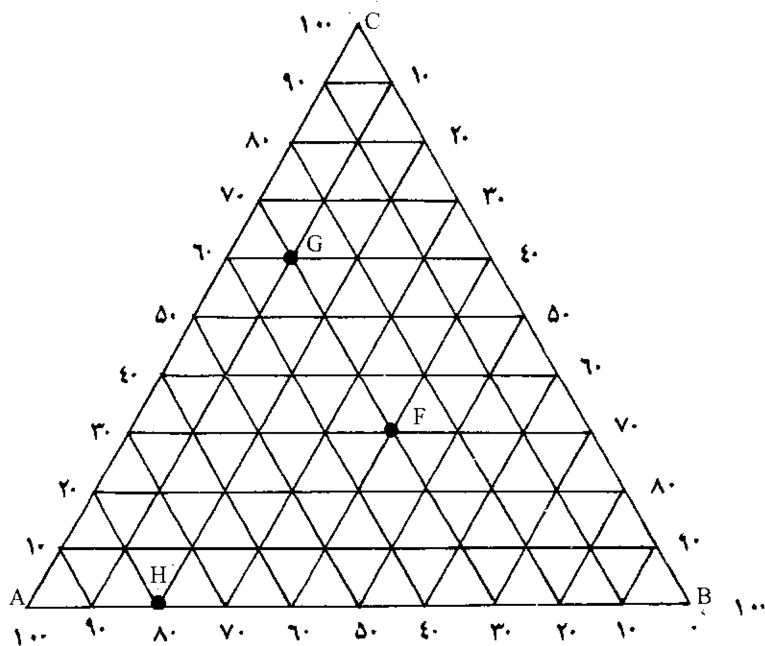
** عناصری که شعاع یونی نزدیک به هم داشته باشند، در شبکهٔ بلورین کانی، جای هم را اشغال می‌کنند.

یعنی سیستمهای سه‌تایی استفاده کرد.

نمودارهای مثلثی که برای نشان دادن پاراژنزهای دگرگونی به‌کار می‌روند متنوع‌اند و ما در اینجا چهار نوع مهم آن را شرح می‌دهیم و قبل از آن لازم است محل هر ترکیب فرضی را در نمودارهای سه تشکیل‌دهندهٔ فرضی به‌دست آوریم:

نحوهٔ استفادهٔ از نمودارهای سه‌تایی

شکل ۴-۱ روشی را نشان می‌دهد که با آن می‌توان محل هر ترکیب دلخواه را به‌آسانی پیدا کرد. A ، B و C گوشه‌های مثلث متساوی‌الاضلاع‌اند و هر یک از آنها ترکیب خالص (۱۰۰ درصد) را نشان می‌دهد. هر نقطه در داخل مثلث ترکیبی از هر سه تشکیل‌دهندهٔ مذکور دارد. نقطه G ترکیبی است که در آن ۳۰ درصد از A ، ۱۰ درصد از B و ۶۰ درصد از C وجود دارد. نقطهٔ F معرف ترکیب ماده‌ای است با ۳۰ درصد از A ، ۴۰ درصد از B و ۳۰ درصد از C و به‌همین ترتیب H که روی خط AB قرار دارد معرف ترکیبی است که در آن ۸۰ درصد از A و ۲۰ درصد از B وجود دارد و فاقد C است. به این ترتیب، می‌توان هر ترکیب دلخواه را در داخل این مثلث به‌دست آورد.



شکل ۴-۱ روش تعیین هر ترکیب دلخواه در سیستمهای سه‌تایی که به‌صورت مثلث متساوی‌الاضلاع نمایش داده می‌شود.

۱. سیستم سه‌تایی $CaO - Al_2O_3 - SiO_2$

این سیستم را در شکل ۴-۲ به‌صورت مثلث متساوی‌الاضلاع نشان داده‌ایم. ابتدا، کانیهایی را در نظر مجسم می‌کنیم که اکسیدهای سازندهٔ آنها سه یا کمتر از ۳ باشد مانند ولاستونیت (به فرمول SiO_2 و CaO)، گروسولار (به فرمول $3SiO_2$ و Al_2O_3 و $3CaO$)، سیلیمانیت (SiO_2 و Al_2O_3)، کوارتز (SiO_2) و کورندون (Al_2O_3) که از هر یک از این سه اکسید با نسبتهای مختلف تشکیل شده‌اند. با محاسبهٔ درصد مولکولی هر یک از این اکسیدها (نه درصد وزنی) می‌توان محل آنها را در نمودار مثلثی شکل ۴-۱ به‌دست آورد.

مثالها ۱. سیلیمانیت از دو اکسید SiO_2 و Al_2O_3 به نسبت مولکولی یک به یک تشکیل یافته و در نتیجه: $SiO_2 = ۵۰$ ؛ $Al_2O_3 = ۵۰$ ؛ $CaO = ۰$. بنابراین محل نمایش آن در نمودار CaO ، Al_2O_3 و SiO_2 شکل ۴-۲، روی ضلع مثلث و بین Al_2O_3 و SiO_2 است.

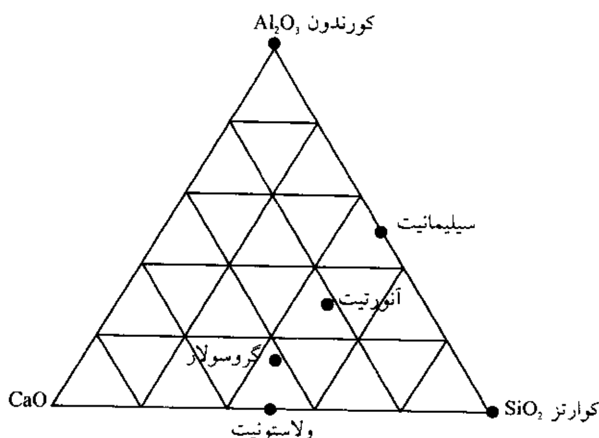
۲. کوارتز: $SiO_2 = ۱۰۰$ ؛ $Al_2O_3 = ۰$ ؛ $CaO = ۰$ که محل نمایش آن در نمودار گوشهٔ SiO_2 است.

۳. ولاستونیت با فرمول CaO , SiO_2: $SiO_2 = ۵۰$ ؛ $Al_2O_3 = ۰$ ؛ $CaO = ۵۰$.

۴. گروسولار با فرمول $3CaO , Al_2O_3 , 3SiO_2$: $SiO_2 = ۴۳$ ؛ $Al_2O_3 = ۱۴$ ؛ $CaO = ۴۳$.

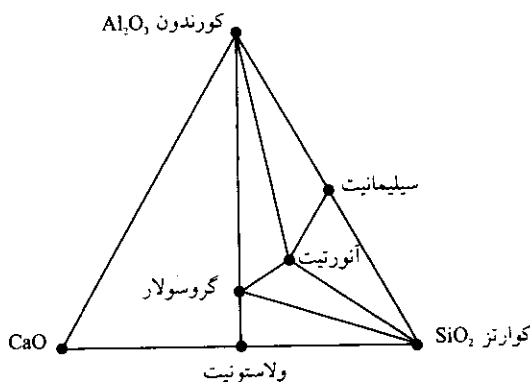
۵. آنورتیت با فرمول $CaO , Al_2O_3 , 2SiO_2$: $SiO_2 = ۵۰$ ؛ $Al_2O_3 = ۲۵$ ؛ $CaO = ۲۵$.

حال تمام این داده‌ها را در نمودار $Al_2O_3 - SiO_2 - CaO$ پیاده می‌کنیم و به این ترتیب محل هر کانی در این نمودار به‌دست می‌آید (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲ محل بعضی از کانیها براساس ترکیب شیمیایی آنها در نمودار سه‌تایی $CaO - SiO_2 - Al_2O_3$.

همان‌طور که در بالا اشاره شد، تعداد کانیها در این نمودار مثلثی طبق قانون فازها باید مساوی یا کمتر از تعداد تشکیل‌دهنده‌ها باشد. بنابراین، می‌توان نقاط معرف کانیهای همزیست* را با خطوط اتصال[1] به‌هم متصل نمود و به این ترتیب از اتصال خطوط سه کانی همزیست (یعنی کانیهایی که می‌توانند با هم در تعادل باشند) مثلثهای مختلف‌الاضلاع (شکل ۴-۳) به‌دست می‌آید: مانند سیلیمانیت ـ آنورتیت ـ کورندون و آنورتیت ـ گروسولار ـ کوارتز و غیره ... نقاطی که در داخل مثلثهای فرعی قرار می‌گیرند معرف کانیهایی‌اند که در سه رأس مثلث فرعی می‌توانند با هم در تعادل بوده و با هم همزیست باشند. با توجه به آنچه از خط اتصال می‌دانیم، سه کانی گروسولار، ولاستونیت و کورندون نمی‌توانند با هم وجود داشته باشند. زیرا زیادی Al_2O_3 ، ترکیب نقطه را بین گروسولار ـ کورندون قرار می‌دهد زیرا همان‌طور که ملاحظه می‌کنیم، یا مجموعه کورندون و گروسولار می‌تواند پایدار باشد یا گروسولار ـ ولاستونیت. به‌همین دلیل می‌توان ناهمزیستی سه کانی کورندون ـ سیلیمانیت ـ کوارتز را توجیه کرد. در شکل می‌توان به‌آسانی دریافت که سه کانی سیلیمانیت ـ آنورتیت ـ ولاستونیت نمی‌توانند با هم وجود داشته باشند (شکل ۴-۴).



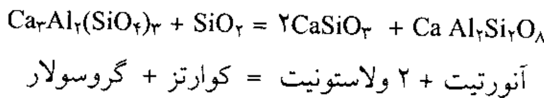
شکل ۴-۳ پاراژنز کانیهای همزیست در سیستم سه‌تایی $CaO - SiO_2 - Al_2O_3$.

شکل ۴-۳ معرف پاراژنز کانیهایی است که می‌توانند در فشار و دمای معینی پایدار باشند، ولی اگر فشار ثابت باشد و دما افزایش یابد مجموعهٔ گروسولار و کوارتز پایدار

* یا کانیهای coexist، منظور کانیهایی است که می‌توانند با هم وجود داشته باشند.

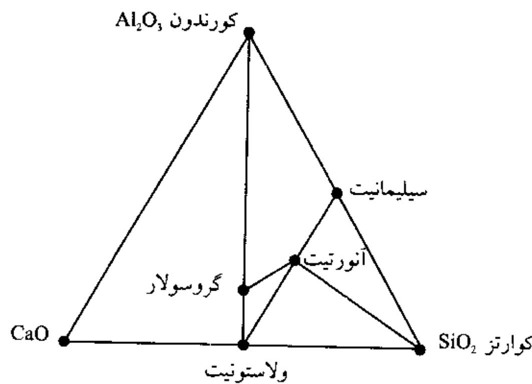
1. tie lines

نخواهد بود و به‌جای آن مجموعهٔ ولاستونیت ـ آنورتیت پایدار می‌شود یعنی خط اتصال کوارتز ـ گروسولار از بین می‌رود و خط اتصال جدید آنورتیت ـ ولاستونیت، اعتبار خواهد داشت. در واقع این تغییر معرف واکنش زیر (شکل ۴-۴) است:



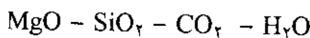
$$Ca_3Al_2(SiO_4)_3 + SiO_2 = 2CaSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8$$

آنورتیت + ۲ ولاستونیت = کوارتز + گروسولار



شکل ۴-۴ پاراژنز کانیهای همزیست در سیستم سه‌تایی CaO ـ SiO_2 ـ Al_2O_3 و در دمای کمی بالاتر از شکل ۴-۳. خط اتصال سیلیس گروسولار حذف شده و به‌جای آن خط اتصال آنورتیت ـ ولاستونیت به‌وجود آمده است.

در اینجا لازم است خاطرنشان کنیم اگر فاز سیال مثلاً CO_2 و آب در ترکیب کانی وجود داشته باشد، سیستم را می‌توان به‌صورت



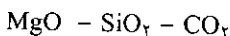
$$MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$$



$$CaO - MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$$

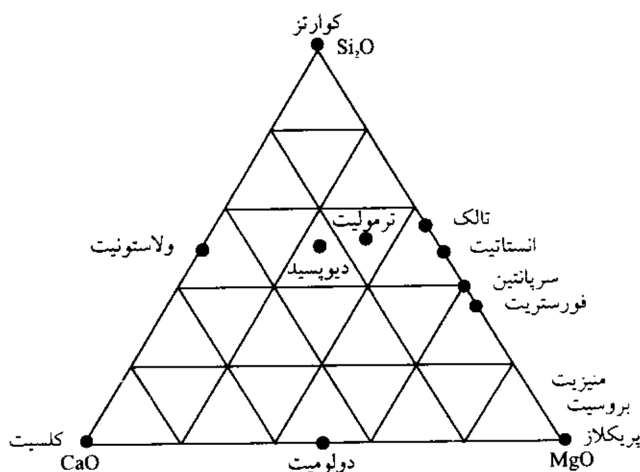


$$MgO - SiO_2 - H_2O$$



$$MgO - SiO_2 - CO_2$$

نشان داد. فازهای جامدی که در این مثلثها محاسبه می‌شوند تنها با در نظر گرفتن نسبتهای مولکولی CaO ، MgO و SiO_2 در فرمول کانیها محاسبه شده (شکل ۴-۵) و به این ترتیب مقدار CO_2 و آب در محاسبه نقشی ندارند. همان‌طور که در شکل ۴-۵ می‌بینیم علاوه بر کانیهای بی‌آب بعضی از کانیهای آبدار مانند بروسیت، پریکلاز، ترمولیت، تالک ... هم نشان داده شده است.



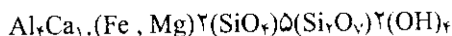
شکل ۴-۵ محل بعضی از کانیهای آبدار یا CO_2 دار در نمودارهای مثلثی.

۲. نمودار ACF

در این نمودار مثلثی (شکل ۴-۶)، رأس A ، قطب آلومینیم‌دار و شامل اکسید آلومینیمی است که با عناصر آلکالن ترکیب نشده باشد. به‌علاوه، چون Fe^{+3} می‌تواند به‌آسانی در ساختمان کانیها جانشین آلومینیم شود، بنابراین مجموع $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ مورد توجه قرار می‌گیرد. رأس‌دوم یعنی C مقدار CaO و رأس‌سوم یعنی F به جمع به مقادیر FeO + MgO + MnO اختصاص دارد.

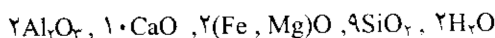
الف) در مورد کانیها. برای آنکه محل هر کانی در مثلث ACF معلوم باشد، لازم است عملیات ساده‌ای انجام شود.

۱. به‌عنوان مثال، در اینجا ایدوکراز با فرمول پیچیدهٔ زیر را مورد توجه قرار می‌دهیم:



$$Al_4Ca_{10}(Fe , Mg)_2(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$$

یا به‌صورت نسبتهای مولکولی



$$2Al_2O_3 , 10CaO , 2(Fe , Mg)O , 9SiO_2 , 2H_2O$$

در این فرمول Fe_2O_3 و آلکالن وجود ندارد، بنابراین طبق فرمول نسبتهای مولکولی عبارت‌اند از:

$$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)^* = ۲$$

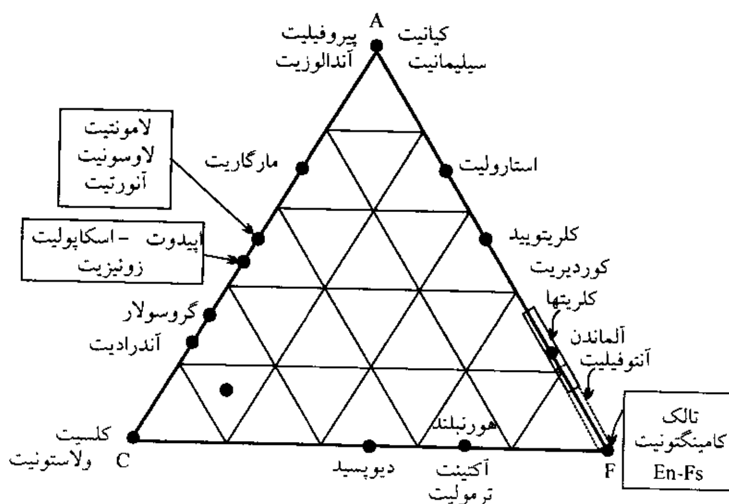
$$C = CaO = ۱۰$$

$$F = FeO + MgO + MnO = ۲$$

$$A + C + F = ۲ + ۱۰ + ۲ = ۱۴$$

و از آنجا A ، C و F برحسب درصد به‌صورت زیر به‌دست می‌آیند:

$$A = ۱۴; C = ۷۲; F = ۱۴$$



شکل ۴-۶ نمایش موقعیت کانیهای دگرگونی در ACF

۲. در کوردون به فرمول Al_2O_3: A = ۱۰۰ ، C = ۰ ، F = ۰ و در آندالوزیت (= سیلیمانیت) به فرمول SiO_2 و Al_2O_3 نسبت هر یک مساوی ۵۰ درصد است.

۳. در هیپرستن به فرمول FeO و MgO و SiO_2 : A = ۰ ، C = ۰ ، F = ۱۰۰

۴. در آنورتیت به فرمول $2SiO_2$ و Al_2O_3 و CaO: A = ۵۰ ، C = ۵۰ ، F = ۰

۵. در گروسولار (فرمول آن را قبلاً دیده‌ایم) : A = ۲۵ ، C = ۷۵ ، F = ۰

بین رأس C و F (شکل ۴-۶) کلینوپیروکسنهای سری دیوپسید ـ هدنبرژیت قرار می‌گیرد که در آنها: A = ۰ ، C = ۵۰ ، F = ۵۰ است. بین رأس A و F هم کوردیریت:

* علت کسر $(Na_2O + K_2O)$ در آن است که طبق قاعده، اکسیدهای آلکالن، (مثلاً فلدسپار آلکالن) با اکسید آلومینیم در ساختمان کانی وجود نداشته باشد.

$2Al_2O_3$,$2(Fe, Mg)O, 5SiO_2$ قرار دارد که نسبتها به‌صورت: A = ۵۰ ، C = ۰ ، F = ۵۰ است.

در این نمودار محل بعضی از کانیها مانند آلبیت به فرمول Na_2O ,Al_2O_3 , $6\ SiO_2$: A = ۱ − ۱ = ۰ ، C = ۰ ، F = ۰ را نمی‌توان نشان داد. همین موضوع در مورد ارتوز نیز صدق می‌کند. به‌علاوه، چون این نمودار مخصوص کانیهای سرشار از سیلیس است، بنابراین اولیوین در آن جایی ندارد.

برای مطالعه بیشتر

مقادیر ACF کانیهایی که در حضور کوارتز پایدارند از این قرار است (مقادیر سایر کانیها را در صفحات پیش گفته‌ایم)، بنابراین، این کانیها را می‌توان در نمودار ACF نمایش‌داد (شکل ۴-۶):

تالک، F = ۱۰۰؛
کامینگتونیت، F = ۱۰۰؛
ترمولیت، F = ۷۱٫۵ ، C = ۲۸٫۵
(آکتینوت هم شبیه ترمولیت است)؛
کلسیت، C = ۱۰۰ ،
اپیدوت، C = ۵۷ ، A = ۴۳؛
پیروفیلیت A = ۱۰۰؛
کوردیریت، F = ۵۰ ، A = ۵۰؛
آلماندین، F = ۵۰ ، A = ۲۵؛
آنتوفیلیت، F = ۱۰۰؛
انستاتیت، F = ۱۰۰؛ (زیرا نه Al_2O_3 دارد نه CaO)؛
دولومیت، C = ۵۰ ، F = ۵۰؛
دیوپسید، C = ۵۰ ، F = ۵۰؛
ولاستونیت C = ۱۰۰؛
زوئیزیت، شبیه اپیدوت؛ آنورتیت، C = ۵۰ ، A = ۵۰؛
استارولیت، F = ۵۰ ، A = ۵۰؛
اسپسارتین، F = ۵۰ ، A = ۲۵؛
کلریتویید، F = ۵۰ ، A = ۵۰؛
کلریت، دارای ترکیب متغیر از ۶۵ تا F = ۹۰ ، و ۱۰ تا A = ۳۵ .

ب) در مورد سنگها. همان‌طور که می‌دانیم. در سنگها علاوه بر کانیهای اصلی کانیهای فرعی دیگری هم وجود دارند که در تشکیل آنها عناصر اصلی هم به‌کار رفته‌اند (مثلاً ایلمنیت، اسفن)، بنابراین باید مقداری از Fe_2O_3 + Al_2O_3 , CaO و MgO + FeO + MnO که در ترکیب کانیهای فرعی مشارکت دارند از ترکیب اصلی کم شود. بنابراین، به پیشنهاد اسکولا، چنین عمل می‌کنیم:

۱. سنگ را تجزیهٔ شیمیایی کامل می‌کنیم.
۲. درصد کانیهای فرعی را به‌روش آنالیز مودال یا پرتو X به‌دست می‌آوریم.
۳. درصد کانیهای فرعی را به‌طریق زیر از تجزیه شیمیایی کسر می‌کنیم:
- به‌میزان ۵۰ درصد وزنی ایلمنیت از مقدار FeO تجزیهٔ شیمیایی،
- به‌میزان ۷۰ درصد وزن مانیتیت از Fe_2O_3 ،

ـ به‌میزان ۳۰ درصد وزن مانیتیت از FeO ،
ـ به‌میزان ۳۰ درصد وزن اسفن از CaO ،
ـ به‌میزان مساوی وزن هماتیت از Fe_2O_3 .

۴. نسبتهای مولکولی اکسیدهای مختلف را محاسبه می‌کنیم (در این کار به SiO_2 , H_2O , CO_2 توجهی نداریم). برای تعیین نسبتهای مولکولی چنین عمل می‌کنیم:

ـ درصد وزن اکسیدهای مختلف حاصل از تجزیهٔ شیمیایی را بر وزن مولکولی تقسیم می‌کنیم. مثلاً اگر ۱۵٫۴ درصد Al_2O_3 در تجزیهٔ شیمیایی موجود باشد نسبت مولکولی آن ۰٫۱۵ است. یعنی:

$$\text{نسبت مولکولی} = \frac{\text{درصد وزن اکسید} = ۱۵٫۴}{\text{وزن مولکولی } Al_2O_3 = ۱۰۲} = ۰٫۱۵$$

و پس از محاسبهٔ نسبت مولکولی سایر اکسیدهای دیگر، عملیات زیر انجام می‌شود:

$$(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) = A$$

$$CaO - ۳٫۳\,(P_2O_5) = C$$

$$(MgO + MnO + FeO) = F$$

سپس آن را به ۱۰۰ می‌رسانیم و به این ترتیب ترکیب هر سنگ در نمودار ACF به‌دست می‌آید. در بسیاری از کارها، ترکیب کلی را وارد نمودار می‌کنند و از تصحیحات بالا پرهیز می‌کنند.

تمرین. سه ترکیب زیر را محاسبه و به نمودار ACF منتقل کنید (جدول ۴-۱):

ترکیب S = شیل آلومین‌دار
ترکیب B = پوستهٔ اقیانوسی
ترکیب C = آهک

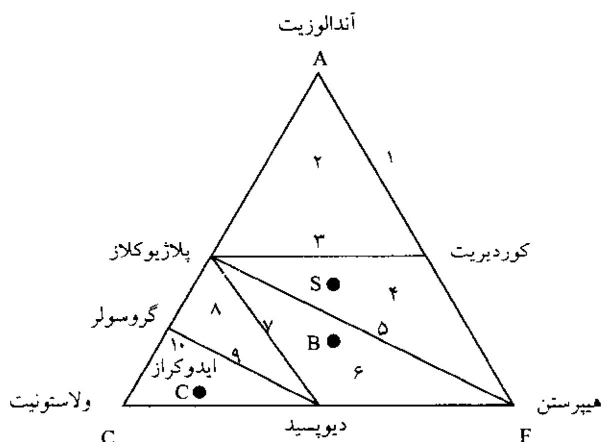
پس از محاسبه و انتقال آنها به نمودار ACF ، ملاحظه می‌شود که نمونهٔ S در قلمرو هورنفلس ۴ و نمونهٔ B در قلمرو هورنفلس ۶ و نمونه C در قلمرو هورنفلس نوع ۱۰ قرار می‌گیرد (شکل ۴-۷).

خاطرنشان می‌کنیم که این روش محاسبه در مورد سنگهایی به‌کار گرفته می‌شود که فاقد بیوتیت، موسکوویت و یا پاراگونیت باشد. ولی چون اغلب سنگهای دگرگونی

این کانیهای را دارند، در کارهای دقیق باید تصحیحات دیگری انجام شود. اگر بیوتیت در سنگ موجود باشد، پیش از محاسبهٔ نسبتهای مولکولی باید در تجزیهٔ شیمیایی تصحیحاتی به‌عمل آید، زیرا بیوتیت مانند سایر کانیهای پتاسیم‌دار دیگر نمی‌تواند در نمودار ACF

جدول ۴-۱ ترکیب شیمیایی سه نوع سنگ متفاوت (S = شیل آلومین‌دار، B = پوستهٔ اقیانوسی و C = سنگهای آهکی)

اکسیدها	S	B	C
SiO_2	۵۶٫۱	۴۹٫۹	۵٫۲
Al_2O_3	۱۵٫۴	۱۷٫۳	۰٫۸
Fe_2O_3	۴٫۰	۲٫۰	۰٫۳
FeO	۲٫۵	۶٫۹	۰٫۲
MgO	۲٫۴	۷٫۳	۷٫۹
CaO	۳٫۱	۱۱٫۹	۴۲٫۶
Na_2O	۱٫۳	۲٫۸	۰٫۱
K_2O	۳٫۲	۰٫۲	۰٫۳
TiO_2	۰٫۷	۱٫۵	۰٫۱
P_2O_5	۰٫۲	۰٫۲	—
CO_2	۰٫۶	—	۴۱٫۶
H_2O	۵٫۵	—	۰٫۸



شکل ۴-۷ به کمک نمودار ACF می‌توان ده نوع هورنفلس را که ترکیب کانیهای آن با توجه به شماره‌ها تعیین می‌شود پیدا کرد (رده‌بندی گلدشمیت). در این شکل ترکیب متوسط شیلها با حرف S ، پوستهٔ اقیانوسی با حرف B و سنگهای آهکی با حرف C (جدول ۴-۱) نشان داده شده است.

نمایانده شود. بنابراین باید اولاً مقدار Al_2O_3 موجود در بیوتیت را همانند Al_2O_3 آلبیت و فلدسپار پتاسیم‌دار از Al_2O_3 تجزیهٔ شیمیایی کم شود و ثانیاً چون بیوتیت کانی آهن و منیزیم‌دار است، بنابراین باید مقدار MgO و FeO را از درصد تجزیهٔ شیمیایی کم کرد. به این نکته باید توجه داشت که در بیوتیت پتاسیم هم وجود دارد، ولی چون تقریباً معادل مولکولی آن Al_2O_3 هم در ترکیب بیوتیت دیده می‌شود از K_2O موجود در بیوتیت صرف‌نظر می‌شود، به‌شرط آنکه موسکوویت یا پاراگونیت در سنگ وجود نداشته باشد.

موسکوویت از کانیهای مهم سنگهای دگرگونی است. در تجزیهٔ شیمیایی موسکوویت مقدار ناچیزی MgO و FeO وجود دارد که معمولاً از آن صرف‌نظر می‌شود ولی در فرمول موسکوویت نسبت Al_2O_3 و K_2O به‌صورت سه به یک وجود دارد. بنابراین حتماً باید مقدار موسکوویت معلوم باشد تا به کمک آن بتوانیم وزن درصد K_2O را که در موسکوویت موجود است به‌صورت نسبت مولکولی تبدیل کنیم. پس از محاسبه، دو برابر مقدار آن را از A کم می‌کنیم، زیرا قبلاً یک بار معادل مولکولی K_2O از مقدار A کم شده است. عین همین محاسبات را می‌توان در مورد پاراگونیت انجام داد.

با ترتیب بالا، نقطهٔ معرف ترکیب یک سنگ در نمودار ACF مشخص می‌شود. با این ترکیب شیمیایی می‌توان پاراژنز کانیهایی که در شرایط معینی در سنگ به‌وجود می‌آیند پیش‌بینی کرد. البته کانیهای حاصل از یک سنگ معین در شرایط دگرگونی مختلف متفاوت است (شکل ۴-۴) و چنانکه پیشترهم اشاره شد، کانیهایی را می‌توان در این نمودار نشان داد که در ترکیب آنها A ، C و F (به‌علاوهٔ CO_2 و آب) موجود باشند. مسلماً، چون از قبل SiO_2 اضافی را در سنگ فرض کرده‌ایم، در هر پاراژنز حداکثر چهار کانی حضور دارند.

۳. نمودار A'FK

در نمودار ACF نمی‌توان محل موسکوویت $4H_2O$ و $6SiO_2$ و $3Al_2O_3$ و K_2O ، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، استیلپنوملان را نشان داد بنابراین، برای نمایش این کانیها از نمودار A'FK استفاده می‌شود که در آن نیز اکسیدها به‌صورت نسبت مولکولی محاسبه می‌شوند به‌نحوی که:

$$A' = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$K = K_2O$$

$$F = (FeO + MgO + MnO)$$

بنابراین در آن محلی برای کانیهای کلسیم‌دار در نظر گرفته نشده است.

مثلاً در موسکوویت که فرمول آن در بالا نوشته شده محاسبات چنین است:

$$A' = ۳ - ۱ = ۲ \quad ، K = ۱ \quad ، F = ۰$$

که در صورت تبدیل آنها به درصد، مقادیر زیر به‌دست می‌آیند

$$A' = ۶۶٫۶ \quad ، K = ۳۳٫۳ \quad ، F = ۰$$

بنابراین نقطهٔ نمایش آن در $\frac{۱}{۳}$ ضلع A′ K است و به‌همین ترتیب، محل فلدسپار پتاسیم در نمودار A′ FK خود نقطهٔ K است (شکل ۴-۸):

$$A' = ۰ \quad ، K = ۱۰۰ \quad ، F = ۰$$

در بیوتیت به فرمول $۲H_2O$ و Al_2O_3 ۶SiO_2 و ۶(Fe , Mg)O و K_2O هم:

$$A' = ۰ \quad ، K = ۱ \quad ، F = ۶$$

که برحسب درصد K = ۱۴٫۲ و F = ۸۵٫۸ در می‌آید.

هرگاه یکی از کانیهای کلسیم‌دار نظیر گروسولار، آندرادیت، هورنبلند و غیره در ترکیب سنگ وجود داشته باشند چون نسبت $CaO : Al_2O_3$ در این کانیها با مقدار نسبی آنها در آنورتیت متفاوت است، بنابراین تصحیح زیر باید انجام شود:

- درصد وزنی این کانیها تعیین شود، درصد وزنی CaO و در نتیجه نسبت مولکولی آنها به‌دست آید.

خاطرنشان می‌کنیم که کانیهایی که فقط از اکسیدهای سازندهٔ A و F تشکیل شده باشند، در نمودار A′ FK هم در همان محل نمودار ACF قرار می‌گیرد.

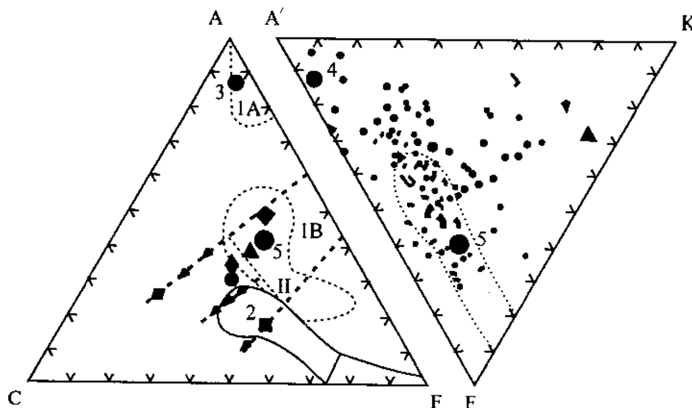
برای مطالعه بیشتر

نحوهٔ استفاده از نمودارهای ACF و A′ FK

نمودارهای ACF و A′ FK در مورد بسیاری از شرایط دگرگونی بر مبنای شواهد سنگ‌شناسی ترسیم شده‌اند و نشان‌دهندهٔ پاراژنزهایی‌اند که ممکن است در شرایط مخصوص، در سنگهایی با ترکیب شیمیایی مختلف به‌وجود آید. باید خاطرنشان کرد که این نمودارها هیچ‌گونه اطلاعی دربارهٔ کانیهای فرعی نظیر مانیتیت، هماتیت، آپاتیت، ایلمنیت، اسفن و روتیل به‌دست نمی‌دهند و باید توجه داشت که علاوه بر پاراژنزهایی که در نمودار از آنها نام برده شد، کانیهای دیگری نیز ممکن است در سنگ وجود داشته باشد. در این نمودار کانیهای سدیم‌دار نظیر آلبیت نشان داده نمی‌شوند، در حالی که آلبیت چه به‌صورت کانی مستقل و چه به‌صورت مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز در بسیاری از سنگها وجود دارد. به‌علاوه، سنگهای فاقد Na_2O بسیار نادرند.

در سنگهای Na_2Oدار، اگر آنورتیت وجود نداشته باشد، آلبیت به‌طور مستقل تشکیل می‌شود. ولی با حضور آنورتیت، آلبیت به‌صورت محلول جامد در ساختمان پلاژیوکلاز شرکت می‌کند. ولی در دگرگونی دمای پایین، آنورتیت موجود در پلاژیوکلاز به زوئیزیت تبدیل می‌شود، درحالی که آلبیت به شکل کانی مستقل باقی می‌نماند. به این ترتیب، در درجات دگرگونی ضعیف آلبیت وجود دارد. اگر آنورتیت یا پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در نمودار ACF نیامده باشند، مفهوم آن این است که آلبیت به‌صورت کانی مستقل در سنگهای سدیم‌دار وجود دارد. به‌علاوه، در بعضی از سنگهای دگرگونی درجه شدید نیز آلبیت حضور دارد و این در صورتی است که مقدار Al و Ca برای ساختن پلاژیوکلاز کافی نباشد.

در شکل ۴-۸ نقطهٔ نمایش بعضی از سنگهای آذرین و رسوبات عادی در نمودارهای ACF و A′ FK بدون تصحیحات لازم نشان داده شده است، زیرا دانستن محل ترکیب سنگهای اولیه اهمیت خاص دارد و به کمک آن در نمودارهای ACF و A′ FK می‌توانیم نوع پاراژنزهایی که از ترکیب مفروض در شرایط دگرگونی معین به‌وجود می‌آید معلوم کنیم و این خود درک فرایندهای دگرگونی و تغییر و تبدیل کانیها را آسان می‌سازد. زیرا اگر ترکیب در مثلثهای فرعی دیگری قرار گیرد، ترکیب متفاوتی از کانیها حضور خواهد داشت. در بسیاری از موارد، از نمودار ACF استفاده می‌شود. و برای پرهیز از نتیجه‌گیریهای غلط از نمودار A′ FK نیز استفاده می‌شود. دو مثال زیر اهمیت این موضوع را آشکار می‌کند.



شکل ۴-۸ نمایش اقسام مختلف سنگها در نمودارهای ACF و A′ FK .

1A) شیلها و رسها سرشار از آلومینیوم،

1B) رسها و شیلهای بدون کربنات یا انواعی که حداکثر ۳۵ درصد کربنات دارند.

II) گری‌واکها :

۱. سنگهای اولترابازیک،

۲. بازالتها و آندزیتها،

■ سنگهای بازالتی،

◆ تونالیت،

♦ گرانودیوریت،

▲ گرانیتهای کالکو آلکالن،

▼ گرانیتهای آلکالن

۳ ● . قلمرو گری‌واکها و رسها،

۴ ● . رسهای‌قاره‌ای‌وانواع‌مناطق حاره،

۵ ● . رسهای دیگر

مثال ۱. یک شیل سرشار از آلومینیوم که در نمودار ACF در قلمرو ۱A قرار داشته باشد (شکل ۴-۸)، درشرایط دگرگونی مجاورتی و دراعماق متوسط پاراژنز زیر را نشان‌می‌دهد:

آندالوزیت + مقداری کوردیریت + مقداری پلاژیوکلاز + کوارتز*

(باشمارهٔ ۲ شکل ۴-۹ مقایسه شود).

ترکیب کانی‌شناسی فوق به‌شرطی در هورنفلس مزبور یافت می‌شود که شیل مورد بحث، در ترکیب خود پتاسیم نداشته باشد. حال با استفاده از نمودار A′ FK ملاحظه می‌کنیم که این ترکیب به‌صورت نقطه‌ای در ضلع A′ F واقع است. در این حالت، این هورنفلس باید دارای موسکوویت + آندالوزیت، مقداری کوردیریت + مقداری پلاژیوکلاز + کوارتز (و مقدار موسکوویت معادل آندالوزیت) باشد.

مثال ۲. دگرگونی‌آرکوز ـ آرکوز از فرسایش ارتفاعات گرانیتی حاصل می‌شود و در واقع ترکیبی مشابه گرانیت دارد. حال اگر این آرکوز در مجاورت تودهٔ ماگمای گرانیتی قرار گیرد، با توجه به نقطهٔ نمایش ترکیب آن (که تقریباً در وسط مثلث ACF جای می‌گیرد) پاراژنز زیر برای آن پیش‌بینی می‌شود:

کوردیریت + پلاژیوکلاز + مقداری آنتوفیلیت + کوارتز

ولی آرکوزهای دگرگون شده در هاله‌های مجاورتی یعنی در طبیعت با پاراژنز مزبور تطبیق نمی‌کنند، اما اگر آن را به نمودار A′ FK منتقل کنیم، متوجه می‌شویم که ترکیب آن در داخل مثلث موسکوویت ـ فلدسپار پتاسیم‌دار و بیوتیت و دور از موسکوویت ولی نزدیک فلدسپار پتاسیم قرار می‌گیرد. بنابراین، پاراژنز زیر از آن تولید خواهد شد:

فلدسپار پتاسیم‌دار + مقداری بیوتیت + مقدار خیلی کم موسکوویت + پلاژیوکلاز + کوارتز

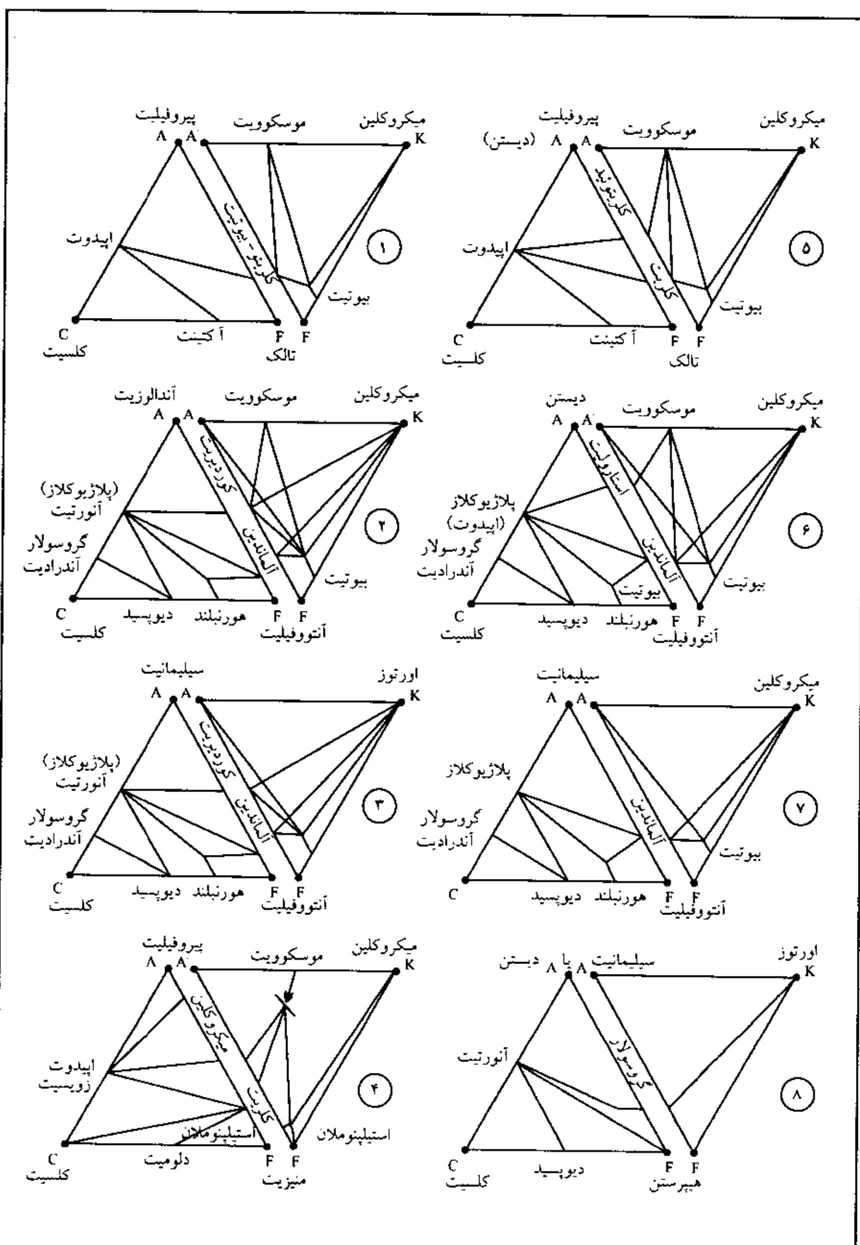
با این مثالها اهمیت استفادهٔ توأم دو نمودار ACF و A′ FK برای درک بهتر پاراژنزهای دگرگونی مشخص می‌شود.

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد، پاراژنزهای موجود در نمودارها (شکل ۴-۹) مربوط به شرایط خاصی از دگرگونی است و باید در استفاده از آنها دقت کافی داشت.

سریهای شیستی ممکن است ترکیب شیمیایی ثابتی داشته باشند، ولی حالت ظاهری و ترکیب کانی‌شناسی آنها برحسب آنکه در چه شرایط دگرگونی قرار داشته باشند متفاوت‌اند. مسلماً هرچه سنگها در عمق بیشتری قرار گیرند، تغییرات بیشتری متحمل می‌شوند و در نتیجه شدت دگرگونی زیادتری ظاهر می‌شود. به این ترتیب با مجموعهٔ کانیهای متفاوتی سرو کار خواهیم داشت.

---

* توضیح اضافی زیر لازم است داده شود. اولاً، چنانکه قبلاً اشاره شد، استفاده از نمودارهای ACF و A′ FK منوط به ترکیباتی است که با ازدیاد سیلیس مشخص باشد. ثانیاً محل این ترکیب به رأس A نزدیک است، به‌همین دلیل کلمهٔ مقداری کوردیریت و مقداری پلاژیوکلاز گفته شده است. مسلماً در تمام آنها به‌صورت فاز اضافی حضور دارد.



شکل ۴-۹ نمودار ۱ و ۲ و ۳ مربوط به سری رخساره‌های آندالوزیت ـ سیلیمانیت‌دار و نمودارهای ۴ و ۵و ۶ و ۷ مربوط به سری رخسارهٔ دیستن ـ سیلیمانیت‌دار است. در نمودار ۸ رخسارهٔ گرانولیت دیده می‌شود که خود برحسب شرایط شامل دو سری است در یکی سیلیمانیت و در دیگری دیستن حضور دارد. توضیح آنکه این نمودارها در مورد سنگهای سرشار از سیلیس صادق است.

استفاده از نمودار ACF در اقسام هورنفلسها

به عقیده گلداشمیت، فرآوردههای دگرگونی به ترکیب شیمیایی مادهای که تحت‌تأثیر دگرگونی قرار می‌گیرد بستگی دارد. او با مطالعهٔ هالههای دگرگونی در مجاورت تودههای سینیتی نزدیک اسلو و به کمک کانیهای همزیست ده نوع هورنفلس از قرار زیر مشخص کرد (شکل ۴-۷):

۱. هورنفلس آندالوزیت و کوردیریت‌دار؛

۲. هورنفلس آندالوزیت، کوردیریت و پلاژیوکلازدار؛

۳. هورنفلس کوردیریت و پلاژیوکلاز؛

۴. هورنفلس کوردیریت، پلاژیوکلاز و هیپرستن‌دار؛

۵. هورنفلس پلاژیوکلاز و هیپرستن‌دار؛

۶. هورنفلس پلاژیوکلاز، هیپرستن و دیوپسیددار؛

۷. هورنفلس پلاژیوکلاز، دیوپسیددار؛

۸ هورنفلس پلاژیوکلاز، دیوپسید و گروسولاردار؛

۹. هورنفلس دیوپسید، گروسولار؛

۱۰. هورنفلس دیوپسید، گروسولار و ولاستونیت‌دار.

علاوه بر این، او ثابت کرد در سنگهای سرشار از آلومین و در عین حال فقیر از سیلیس، مجموعه‌های ۱ و ۲ به‌ترتیب به مجموعه‌های هورنفلس کوروندون و اسپینل‌دار* و هورنفلس کوروندون ـ اسپینل و پلاژیوکلازدار تبدیل می‌شوند.

گلداشمیت با این توضیحات نشان داد که با شناخت ترکیب کانیهای هورنفلس می‌توان به ترکیب شیمیایی سنگ اصلی پی برد و از آن نتیجه گرفت که هورنفلس مانند یک سیستم و کانیهای موجود در آن مانند فازهای این سیستم‌اند.

اسکولا نشان داد که در سنگهای سرشار از سیلیس، فقط کانیهای سیلیس‌دار (اشباع از سیلیس) به‌وجود می‌آیند و در نتیجه مقدار اضافی سیلیس، در پاراژنز کانیها به‌هیچ‌وجه تأثیر ندارد. بنابراین به‌جای ترسیم سیستمهای چهارتایی (به‌صورت چهاروجهی) می‌توان از نمودار سه‌تایی استفاده کرد و سیلیس را به‌صورت یک فاز اضافی در نظر گرفت.

اسکولا توانست با استفاده از نمودار سه تاییACF (شکل ۴-۷)، کلیهٔ ترکیبات ممکن کانی‌شناسی را در نمودار نشان دهد و به نظر وی شماره‌های ده‌گانه مبین ترکیب

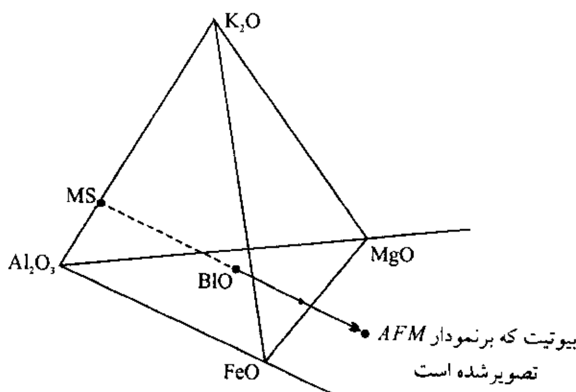
* باید توجه داشت که اگر سیلیس زیاد باشد، به‌جای کوروندون و اسپینل به‌ترتیب آندالوزیت (اضافی) و بیوتیت به‌وجود می‌آید.

کانی‌شناسی انواع هورنفلسهایی است که گلداشمیت عملاً در دگرگونی مجاورتی مشاهده کرد. به این ترتیب، یک بار دیگر اهمیت قانون فازها در ارزیابی پاراژنزهای کانی‌شناسی و به کمک نمودار ACF آشکار می‌شود.

۴. نمودار AFM

این نمودار در نمایش مجموعهٔ کانیهای سنگهای دگرگونی مشتق از رسوبات پلیتی، شیلها و ماسه‌های شیلی بسیار مفید است و به‌علت فراوانی این قبیل رسوبات در طبیعت، اهمیت آن در مطالعهٔ سنگهای دگرگونی دو چندان است.

در این نمودار ۷ تشکیل‌دهنده در نظر گرفته می‌شود که عبارت‌اند از: H_2O ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، FeO ، MgO ، K_2O و SiO_2 . مطابق آنچه قبلاً گفته شد، می‌توان از آب صرف‌نظر کرد. ولی می‌دانیم که در سنگهای پلیتی معمولاً مقداری کوارتز و موسکوویت وجود دارد و مقدار کوارتز بیش از حد نیاز برای تشکیل دیگر کانیهای سیلیکاتی است. بنابراین در نمودارAFM ، همیشه در مجموعهٔ کانیهای حاضر باید کوارتز و موسکوویت را به‌صورت یک فاز (کانی) اضافی در نظر گرفت. وانگهی اکسیدهایی مانند TiO_2، P_2O_5 و Fe_2O_3 که در تجزیهٔ شیمیایی وجود دارند، باید به‌صورت کانیهای اضافی مورد توجه گیرند. چنانکه TiO_2 به‌صورت ایلمنیت (TiO_2 , FeO) ؛ P_2O_5 به‌صورت آپاتیت و Fe_2O_3 به‌صورت مانیتیت در نظر گرفته می‌شوند. بنابراین، سیستم به‌صورت چهار تشکیل‌دهندهٔ Al_2O_3 ، FeO ، MgO و K_2O و به شکل چهاروجهی درمی‌آید (شکل ۴-۱۰). کانیهایی که فاقد K_2O باشند، در سطح قاعدهٔ



شکل ۴-۱۰ چهاروجهی $Al_2O_3 - K_2O - FeO - MgO$ و محل موسکوویت (MS) و تصویر بیوتیت در خارج آن. توجه داشته باشید که محل واقعی بیوتیت (BIO) در داخل چهاروجهی است.

شکل مزبور (یعنی در صفحهٔ Al_2O_3 ـ MgO ـ FeO) قرار می‌گیرند، مانند کلریت، کلریتویید، پیروفیلیت و سیلیکات آلومینیم گروه آندالوزیت و ... کانیهای پتاسیم‌دار در داخل چهاروجهی؛ موسکوویت و فلدسپار پتاسیم‌دار روی ضلع Al_2O_3 ـ K_2O قرار می‌گیرند. برای سهولت کار، ترکیباتی را که در داخل چهاروجهی قرار می‌گیرند با روشی خاص در سطح قاعده تصویر می‌کنیم و به این ترتیب نمودار مثلثی تامپسون[1] به‌دست می‌آید (شکل ۴-۱۰).

در این نمودار، A تشکیل‌دهندهٔ Al_2O_3 ؛ F معرف FeO و M نیز معرف MgO است. اگر تجزیه شیمیایی کانی یا سنگ را در دست داشته باشیم، مطابق تمرین ۱ که به‌عنوان طرز کار عرضه شده است، اعداد حاصل از تجزیهٔ شیمیایی یعنی ستون A را به وزن مولکولی هر یک از اکسیدها یعنی B تقسیم می‌کنیم و در نتیجه نسبت مولکولی یعنی ستون C به‌دست می‌آید. فرض می‌کنیم سه ترکیب X ، Y و Z در اختیار داریم و آنها را در داخل چهاروجهی (شکل ۴-۱۱) قرار داده‌ایم. با توجه به نزدیکی و دوری هر نقطه می‌توان گفت که X از Al_2O_3 نسبتاً غنی است، Y فقیر از Al_2O_3 ولی سرشار از K_2O است و در Z نیز K_2O وجود ندارد. بنابراین X و Y در داخل چهاروجهی و Z در سطح قاعده قرار می‌گیرد. حال از محل ترکیب موسکوویت خالص (به فرمول $2H_2O$ ـ K_2O ـ $3Al_2O_3$ و $6SiO_2$) که محل آن روی ضلع AK ، ولی نزدیک به A است (فاصلهٔ ۱/۳ از A به K) خطوطی به ترکیبات X و Y ترسیم می‌کنیم تا قاعدهٔ چهاروجهی یعنی سطح AFM را قطع کند، نقاط X' و Y' به‌دست می‌آید که محل آنها را در شکل ۴-۱۱ ب نمودار مثلثی ملاحظه می‌کنیم. این همان نمودار مثلثی AFM تامپسون است که بعضی از ترکیبات (در اینجا Y') خارج از محدوده قرار می‌گیرد.

پس از محاسبهٔ نسبتهای مولکولی باید تصحیحات زیر انجام شود:

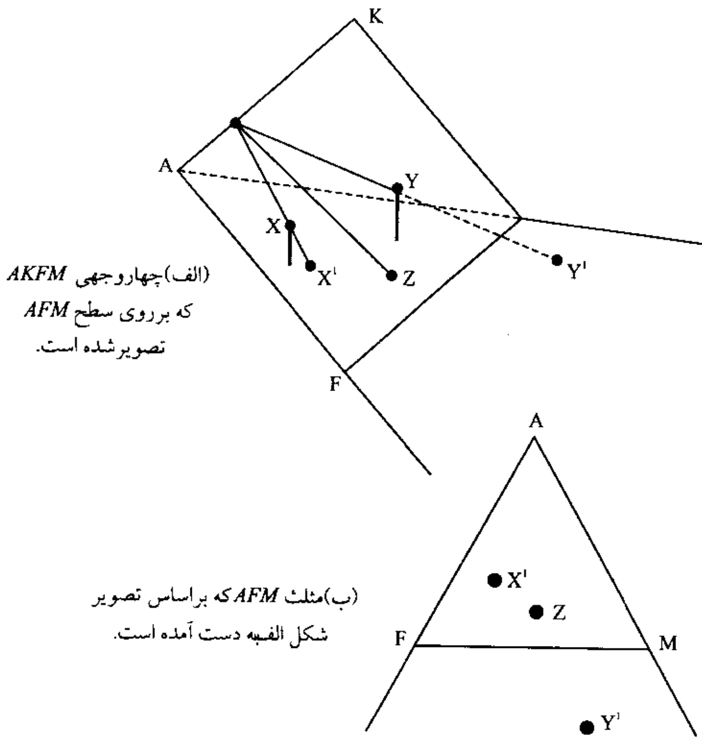
الف) چون قسمتی از FeO در ترکیب ایلمنیت (TiO_2 و FeO) و مانیتیت (Fe_2O_3 و FeO) وارد شده است، بنابراین باید محاسبهٔ F به‌صورت زیر باشد.

$$F = [FeO] - [TiO_2] - [Fe_2O_3] *$$

ب) همان‌طور که در بالا ذکر شد، چون در فرمول موسکوویت مقداری K_2O وجود دارد، برای آنکه موسکوویت یا ترکیبات پتاسیم را بتوان در مثلث AFM تصویر کنیم باید در محاسبهٔ A ، سه برابر نسبت مولکولی از $[Al_2O_3]$ کسر کنیم یعنی:

1. thompson

* فرمولهای داخل کروشه معرف نسبت مولکولی آنهاست.



شکل ۴-۱۱ چهاروجهی AKFM و نحوه تبدیل به آن به نمودار مثلثی AFM

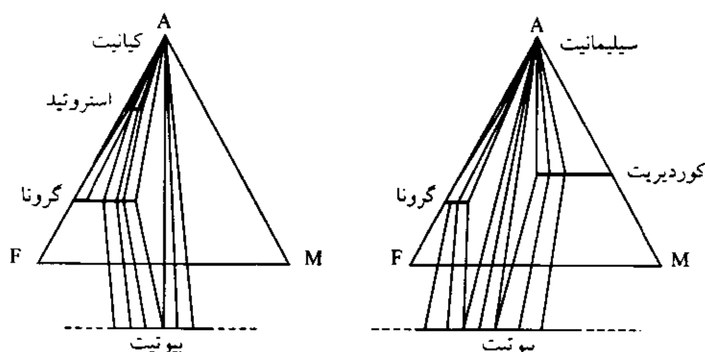
$$A = [Al_2O_3] - 3[K_2O]$$

ج) مقدار نسبت مولکولی MgO را تغییر نمی‌دهیم:

$$M = [MgO]$$

پس از این تصحیح، سه مقدار M و F و A را با هم جمع می‌کنیم و نسبت آنها را در ۱۰۰ به‌دست می‌آوریم. خاطرنشان می‌کنیم گاهی مقدار [MnO] را با [FeO] جمع می‌کنند، مخصوصاً اگر مقدار آن زیاد باشد؛ زیرا فرض بر این است که قسمتی ازMnO به‌جای آهن دوظرفیتی در ساختمان سیلیکات وارد شده است.

هرگاه فرمول بیوتیت را محاسبه کنیم، در مورد مقدار A به عدد منفی می‌رسیم. بنابراین در داخل مثلث متساوی‌الاضلاع AFM قرار نمی‌گیرد، ولی با امتداد دادن اضلاع AF و AM (شکل ۴-۱۱)، محل آن همانند 'Y در خارج قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱۲). برای محاسبهٔ اعداد منفی در حاصل جمع A+F+M مقدار قدرمطلق عدد را محاسبه می‌کنیم.



شکل ۴-۱۲ نمودارهای AFM برای **مجموعهٔ** کانیهای بیوتیت + دیستن + استرویید (زون دیستن) و **مجموعهٔ** سیلیمانیت + گرونا + بیوتیت (زون سیلیمانیت). در هر دو شکل بیوتیت در خارج از مثلث است. خطوط فشرده معرف ترکیبات متفاوت کانیها براثر جانشینیهای Mg و Fe است.

باید توجه داشت که فقط سنگهایی را که حاوی موسکوویت و کوارتز باشند روی نمودار AFM ترسیم می‌کنند. بنابراین اولاً حضور یک سیال آبدار در سیستم دگرگونی الزامی است و ثانیاً کانیهای اخیر بیشتر در سنگهای پلیتی دیده می‌شود. به‌همین دلیل است که نمودار AFM در دگرگونی سنگهای پلیتی کاربرد وسیعی پیدا کرده است.

تمرین ۱. براساس تجزیهٔ شیمیایی زیر، مقادیر A و F و M را محاسبه و محل آن را در نمودار AFM تعیین کنید.

اکسیدها	A = تجزیهٔ شیمیایی	B = وزن مولکولی	C = نسبت مولکولی
SiO_2	۵۳ر۰	۶۰ر۰۷	۰ر۸۸۲۳
TiO_2	۰ر۹	۷۹ر۸۹	۰ر۰۱۱۳
Al_2O_3	۲۲ر۱	۱۰۱ر۸۲	۰ر۲۱۷۰
Fe_2O_3	۲ر۱	۱۵۹ر۶۸	۰ر۰۱۳۲
FeO	۱ر۸	۷۱ر۸۴	۰ر۰۲۵۱
CaO	۰ر۵	۵۶ر۰۷	۰ر۰۰۸۹
MnO	۰ر۰۱	۷۰ر۹۳	۰ر۰۰۰۱
MgO	۱ر۷	۴۰ر۳۱	۰ر۰۴۲۲
Na_2O	۰ر۶	۶۱ر۹۷	۰ر۰۰۹۷
K_2O	۶ر۳	۹۴ر۲۰	۰ر۰۶۶۹
P_2O_5	۰ر۳	۱۴۱ر۹۲	۰ر۰۰۲۱
H_2O	۵ر۱	۱۸ر۰۱	۰ر۲۸۳۲
C	۵ر۳	۱۲ر۰۱	۰ر۴۴۱۳
	جمع ۹۹ر۷۱		

محاسبات: با توجه به فرمول صفحات پیش:

$$F = ۰٫۰۲۵۱ - ۰٫۰۱۱۳ - ۰٫۰۱۳۲ = ۰٫۰۰۰۶$$

$$A = ۰٫۲۱۷۰ - ۳ \times ۰٫۰۶۹۹ = ۰٫۰۰۷۳$$

$$M = ۰٫۰۴۲۲$$

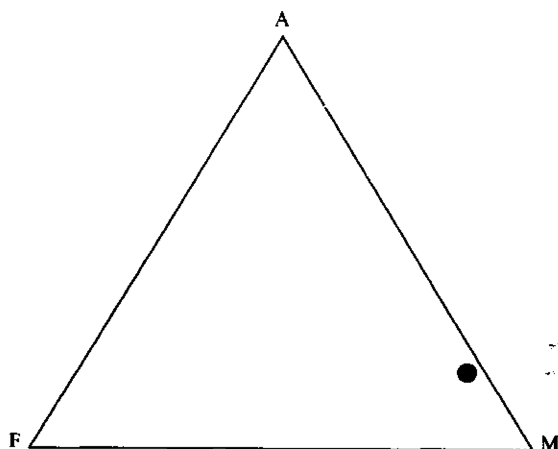
$$A + F + M = ۰٫۰۵۹۱$$

مقدار درصد $F = \frac{۰٫۰۰۰۶ \times ۱۰۰}{۰٫۰۵۹۱} = ۱$

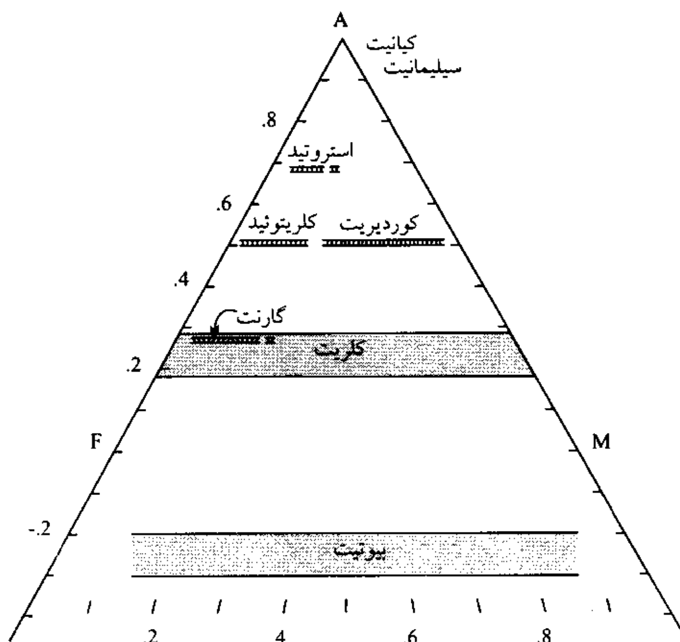
مقدار درصد $A = \frac{۰٫۰۰۷۳ \times ۱۰۰}{۰٫۰۵۹۱} = ۱۲٫۷$

مقدار درصد $M = \frac{۰٫۰۴۲۲ \times ۱۰۰}{۰٫۰۵۹۱} = ۸۶٫۳$

و محل آن در نمودار AFM مطابق شکل ۴-۱۳ است.



شکل ۴-۱۳



شکل ۴-۱۴ نمودار AFM و محل بعضی از کانیهای دگرگونی که در سنگهای پلیتی به‌وجود می‌آیند.

تمرین ۲. مطلوبست محاسبهٔ مقادیر A و C و F در ترکیب شیمیایی سنگ زیر و تعیین محل آن در نمودار ACF.

اکسیدها	A = درصد تجزیهٔ شیمیایی	B = وزن مولکولی	C = نسبت مولکولی
SiO_2	۴۸٫۶۲	۶۰٫۰۷	۰٫۸۰۹۴
TiO_2	۱٫۸۴	۷۹٫۸۹	۰٫۰۲۳۰
Al_2O_3	۹٫۷۱	۱۰۱٫۸۲	۰٫۰۹۵۴
Fe_2O_3	۵٫۴۰	۱۵۹٫۶۸	۰٫۰۳۳۸
FeO	۴٫۴۵	۷۱٫۸۴	۰٫۰۶۱۹
MnO	۰٫۱۶	۷۰٫۹۳	۰٫۰۰۲۳
CaO	۹٫۸۹	۵۶٫۰۷	۰٫۱۷۶۴
MgO	۷٫۶۹	۴۰٫۳۱	۰٫۱۹۰۸
Na_2O	۳٫۹۴	۶۱٫۹۷	۰٫۰۶۳۶
K_2O	۰٫۳۱	۹۴٫۲۰	۰٫۰۰۳۳
H_2O (کل)	۶٫۸۰	۱۸٫۱۰	۰٫۳۷۷۶
P_2O_5	۰٫۱۸	۱۴۱٫۹۲	۰٫۰۰۱۳
CO_2	۰٫۸۶	۴۴٫۰۰	۰٫۰۱۹۵
	جمع ۹۹٫۸۵		

$$A = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - [Na_2O] - [K_2O]$$

$$= ۰٫۰۹۵۴ + ۰٫۰۳۳۸ - ۰٫۰۶۳۶ - ۰٫۰۰۳۳ = ۰٫۰۶۲۳$$

$$C = [CaO] - [P_2O_5] = ۰٫۱۷۶۴ - ۰٫۰۰۱۳ = ۰٫۱۷۵۱$$

$$F = [MgO] + [FeO] + [MnO] = ۰٫۱۹۰۸ + ۰٫۰۶۱۹ + ۰٫۰۰۲۳ = ۰٫۲۵۵۰$$

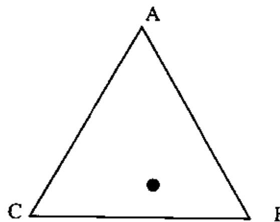
$$A + C + F = ۰٫۴۹۲۴$$

A = ۱۲٫۷ درصد

C = ۳۵٫۲ درصد

F = ۵۲٫۱ درصد

که محل آن در شکل ۴-۱۵ نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۵

خودآزمایی ۴

۱. چرا برای پاراژنز سنگهای دگرگونی نمی‌توان تنها از نمودار ACF استفاده کرد؟

۲. به چه دلیل سه کانی کورندون ـ سیلیمانیت ـ کوارتز با هم ناهمزیست‌اند (از شکل ۴-۳ هم می‌توانید استفاده کنید).

۳. نمودار AFM در چه سنگهایی کاربرد وسیعی دارد و چرا؟

۴. براساس شکل ۴-۵ در بین کانیهای زیر کدام یک منیزیم بیشتری دارد؟

الف) دیوپسید   ب) ترمولیت

ج) تالک   د) انستاتیت

۵. کدام یک از موارد زیر با استفاده از نمودارهای مثلثی ACF مشخص می‌شود (از شکل ۴-۹ کمک بگیرید)؟

الف) ترکیب شیمیایی   ب) ترکیب کانی‌شناسی

ج) نوع دگرگونی   د) سری دگرگونی

۶. در شکل ۴-۷ نقطهٔ ۵ معرف کدام یک از پاراژنزهای زیر است؟

الف) پلاژیوکلاز ـ دیوپسید ب) پلاژیوکلاز ـ هیپرستن ـ کوردیریت

ج) پلاژکلاز ـ هیپرستن د) پلاژیوکلاز ـ هیپرستن ـ دیوپسید

۷. کانیهای همزیست یعنی چه؟ از نظر ترمودینامیک چه مفهومی دارند؟

۸ نظر گلداشمیت در شناخت کانیهای هورنفلس از چه ویژگیهای برخوردار است؟

۹. در نمودار A′FK حرف ′A شامل کدام گروه اکسید است؟

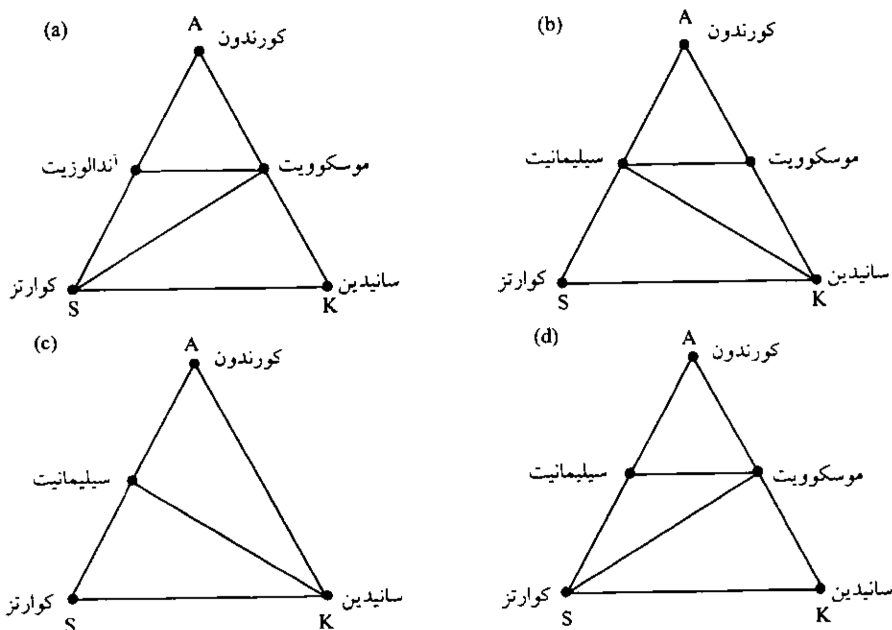
الف) Al_2O_3

ب) $Al_2O_3 + Fe_2O_3$

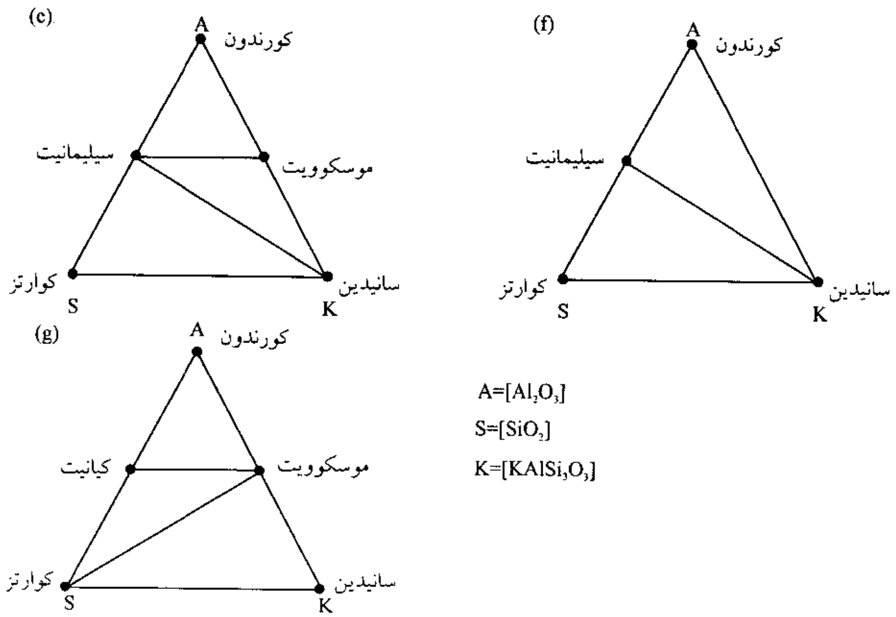
ج) $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$

د) $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$

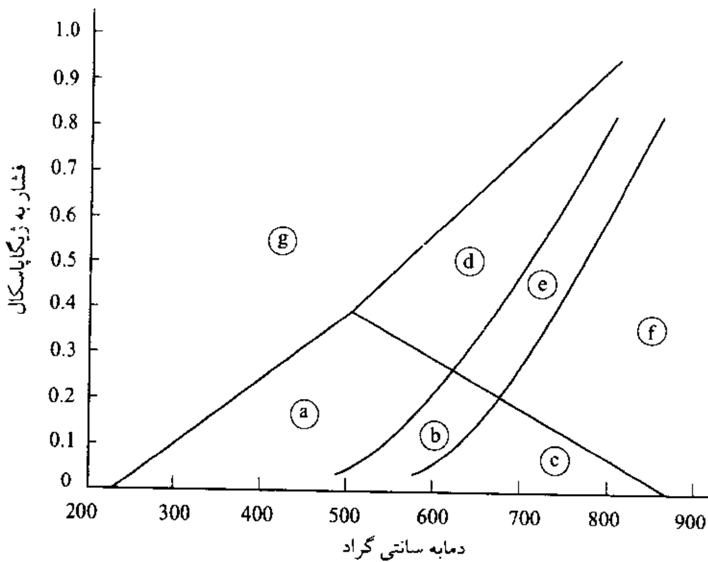
۱۰. ابتدا به نمودارهای مثلثی هفتگانهٔ a ، b ، c ، d ، e ، f و g شکل ۴-۱۶ توجه کنید. حروف حاشیهٔ هر مثلث همان حروفی است که در شکل ۴-۱۷ به‌ازای تغییرات فشار و دما نمایش داده شده است. آیا می‌توانید ارتباط این دو شکل را توضیح دهید؟



شکل ۴-۱۶



ادامهٔ شکل ۴-۱۶



شکل ۴-۱۷

فصل پنجم

درجات دگرگونی، زونهای دگرگونی و رخساره‌های دگرگونی

مقدمه

از آغاز قرن بیستم مطالعهٔ فرایندهای دگرگونی با مساعی محققان نامداری مانند گلداشمیت[۱] (۱۹۱۱)، گروبنمن[۲] و بکه[۳] (۱۹۱۰، ۱۹۱۳)، اسکولا[۴] (۱۹۱۵، ۱۹۲۰ و ۱۹۳۷)، تروگر[۵] (۱۹۳۶)، وینکلر[۶] (۱۹۶۵، ۱۹۷۶)، ترنر و ورهوگن (۱۹۶۵)، میاشیرو[۷] (۱۹۶۰، ۱۹۷۳) وارد مرحلهٔ جدیدی شد.

با استفاده از قانون فازها که در پیش‌بینی تعداد کانیها در یک مجموعهٔ دگرگونی اهمیت بسیار دارد و با توجه به واکنشهایی که در حالت جامد رخ می‌دهد، رخساره‌های دگرگونی وضع گردید که خود تحولی بزرگ در شناسایی پدیده‌های دگرگونی به‌حساب می‌آید.

در سال ۱۹۲۴، بارو[۸] و سپس تیلی[۹] در سرزمینهای دگرگون‌شدهٔ اسکاتلند زونهای (مناطق) دگرگونی را براساس نوع کانیها مشخص کردند و در فرانسه نیز یونگ[۱۰] و رُک[۱۱] درجات دگرگونی را برحسب عمق معرفی کردند و به این ترتیب درجات (گراد[۱۲]) و ایزوگراد دگرگونی براساس نوع کانیها مشخص گردید که تماماً معرف شرایط فیزیکی محیطهای دگرگونی است.

وینکلر به کمک کارهای آزمایشگاهی و صحرایی رخساره‌های دگرگونی اسکولا

1.Goldsmith
2. Grubenmann
3. Becke
4. Sckola
5. Trogger
6. Winkler
7. Migashiro
8. Barrow
9. Tilley
10. Jung
11. Roques
12. grade

را براساس انواع دگرگونی مشخص ساخت، و سرانجام میاشیرو ثابت کرد که در حاشیهٔ اقیانوس آرام، و بالاخص در ژاپن، دو نوار دگرگونی موازی با هم وجود دارد که با فرورانش صفحهٔ اقیانوسی به زیر قاره‌ها در ارتباط است. این فصل را به بحث و بررسی این یافته‌ها و نتایج حاصل از آن اختصاص داده‌ایم.

درجهٔ دگرگونی یا گراد

درجهٔ دگرگونی اصطلاحی است که برای مشخص کردن شدت نسبی دگرگونی در ناحیه‌ای معین به‌کار می‌رود. چنانکه خواهیم دید وقتی در هالهٔ دگرگونی توده‌ای گرانیتی از سنگ دگرگون‌نشده به سمت مرکز تودهٔ آذرین حرکت کنیم، تغییراتی در خصوصیات سنگ ظاهر می‌شود و با مطالعهٔ دقیقتر می‌توان دریافت که با نزدیک شدن به مرکز توده با دما و احیاناً فشار زیادتر مواجه خواهیم شد.

همان‌طور که قبلاً گفته شد، تعادل ترمودینامیکی در یک سیستم، تابع تغییرات دما، فشار و ترکیب شیمیایی محیط است که در سنگهای دگرگونی به‌صورت ترکیب کانی‌شناسی پدیدار می‌شود. بسیاری از پترولوژیستها به‌جای ترکیب کانی‌شناسی از اصطلاح مجموعهٔ کانیها یا پاراژنز استفاده می‌کنند. دو مجموعهٔ دگرگونی ممکن است درجهٔ دگرگونی (گراد) متفاوتی داشته باشند. مثال زیر این موضوع را مشخص می‌کند. فرض می‌کنیم دو مجموعه کانی متفاوت زیر را داشته باشیم:

مجموعهٔ اول: کلریت + اپیدوت + اکتینوت + آلبیت

مجموعهٔ دوم: پلاژیوکلاز + گرونا + هورنبلند

این دو مجموعه از نظر ترکیب شیمیایی با هم مشابه‌اند، ولی مجموعهٔ دوم آب کمتری در ترکیب دارد. به‌علاوه، بررسیهای آزمایشگاهی نشان می‌دهد که مجموعهٔ دوم در دمای نسبتاً زیادتری از مجموعهٔ اول به‌وجود آمده است، یعنی درجهٔ دگرگونی آن شدیدتر است. بنابراین، ممکن است دو مجموعهٔ متفاوت داشته باشیم که ترکیب شیمیایی آنها یکسان، ولی در شرایط متفاوت دما به‌وجود آمده باشد. در این حالت از درجات (گراد) دگرگونی صحبت می‌شود که در سنگهای دگرگونی با عنوان درجات ضعیف، متوسط، شدید، ... مشخص می‌گردد. عموماً در درجات (گراد) دگرگونی ضعیف، مجموعهٔ کانیها عمدتاً آبدارند و اگر سنگ واجد کربنات باشد، کانیهای کربناتی نیز در آن

دیده می‌شوند. ولی در مجموعه‌های درجات شدیدتر آب و CO_2 یا وجود ندارند یا بسیار اندک‌اند. قابل توجه آنکه، هرچه سنگ درجهٔ دگرگونی بیشتری متحمل شود، کانیهای آن دانه‌درشت‌تر است؛ زیرا در دمای بیشتر انتشار مواد در حد فاصل دانه‌ها (کانیها) با سرعت و سهولت بیشتری انجام می‌شود. همان‌طور که در فصل سوم گفته شد، به کمک همین درجات دگرگونی است که اصطلاحهای دگرگونی پیشرونده و دگرگونی پسرونده مرسوم شده است و چنانکه در بالا گفتیم، اصولاً در ایجاد این قبیل دگرگونی عامل اصلی افزایش یا کاهش دماست.

الف) تعیین درجهٔ دگرگونی برحسب عمق

این روش را بکه و گروبنمن ارائه کردند و سپس نیگلی آن را تکمیل کرد. این همان تقسیم‌بندی‌ای است که در فصل اول تحت عنوان اپی‌زون مزوزون و کاتازون بحث کردیم. چنانکه گفته شد، هر زون با صفات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی خاص خود مشخص است در این تقسیم‌بندی به ترکیب شیمیایی سنگها چندان توجهی نمی‌شود. به‌علاوه بین مقدار دما و فشارهای مختلف با عمق رابطه‌ای دیده نمی‌شود، به‌همین دلیل این روش امروزه منسوخ شده است.

ب) تعیین درجه برحسب مناطق یا زونهای دگرگونی

در اوایل قرن بیستم با مطالعهٔ سنگهای دگرگونی ناحیهٔ اسکاتلند (سری دالرادین)، ابتدا بارو[۱] و سپس تیلی[۲] نشان دادند که افزایش درجات دگرگونی در سنگهای پلیتی* موجب ظهور یا محو کانیهای کلریت، بیوتیت، آلماندین، استروتید، دیستن و سیلیمانیت می‌شود. به‌عقیدهٔ این محققان، هر یک از این کانیها مشخص‌کنندهٔ درجات خاصی از دگرگونی و توالی آنها نشان‌دهندهٔ افزایش درجهٔ (یا گراد) تغییر و تبدیل است. این کانیها که به‌نام *کانیهای ردیاب* یا «اندکس مینرال[۳]» نامیده می‌شوند در مناطقی که درجات دگرگونی آنها قابل نقشه‌برداری باشد مشخص‌کنندهٔ زونهای دگرگونی‌اند. با ظهور هر یک از کانیهای ردیاب، می‌توان خطوط هم‌شدت تغییر و تبدیل یعنی ایزوگراد[۴] را رسم کرد.

ایزوگراد عبارت از خطوطی روی نقشه است و از اتصال نقاطی به‌دست می‌آید که

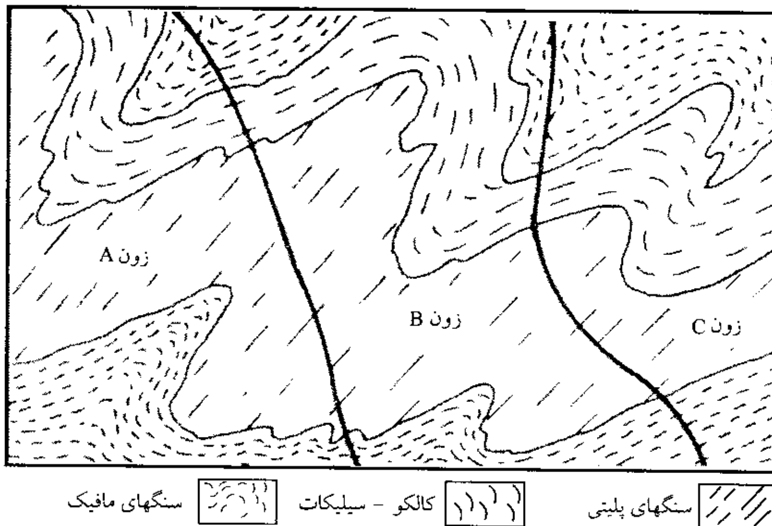
---

1. G.Barrow 2. G.E. Tilley

* سنگهای پلیتی (Pelite) عبارت از رسهای سخت شده‌ای است که حاوی سیلیس و آلومینیم زیادند.

3. index mineral 4. isogracd

کانی یا مجموعهٔ خاصی از کانیها در آن نقاط ظاهر یا ناپدید می‌شوند. خطوط ایزوگراد معرف حد خارجی زون یا *منطقهٔ دگرگونی* (شکل ۵-۱) است که کانیهای ردیاب در آن پدیدار یا محو می‌شوند. ایزوگرادها را در جهت شدت ازدیاد تغییر و تبدیل ترسیم و با علامت مثبت یا منفی مشخص می‌کنند. ظهور هر کانی را با علامت مثبت و ناپدید شدن آن را با علامت منفی نشان می‌دهند. به‌همراه تغییرات کانی، اندازهٔ دانه‌ها نیز درشت‌تر می‌شود، به‌نحوی که ابتدا پلیتها به اسلیت دانه‌ریز و سپس به شیستهای دانه‌درشت تبدیل می‌شوند. زونهای دگرگونی متوالی به کمک ظهور کانیهای جدیدی که در زون پایینتر وجود ندارند شناخته می‌شوند. این زونها را هم می‌توان در دگرگونی ناحیه‌ای و هم در دگرگونی مجاورتی تشخیص داد.



شکل ۵-۱ در این شکل، خطوط پررنگ همان ایزوگرادهای دگرگونی است که زونهای دگرگونی A و B و C را از هم جدا کرده‌اند. در هر یک از این زونها ممکن است سنگهای متفاوتی وجود داشته باشد.

۱. **زونهای دگرگونی ناحیه‌ای.** در شکل ۵-۲، زونهای دگرگونی ناحیه‌ای (سری دالرادین را مشخص کرده‌ایم) که به‌ترتیب از درجات ضعیف به شدید عبارت‌اند از: زون کلریت، زون بیوتیت، زون آلماندین، زون استروتید، زون کیانیت و زون سیلیمانیت.

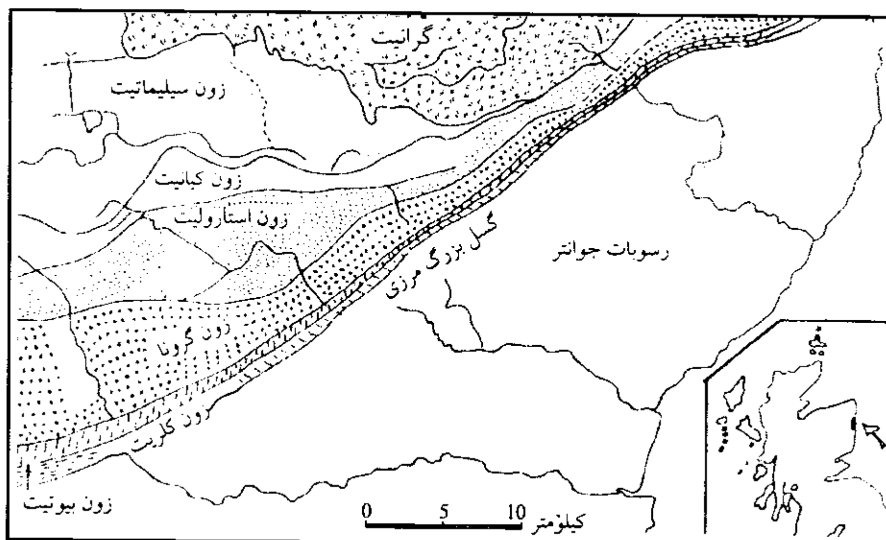
زون کلریت. دراین زون اسلیتها حاوی کلریت همراه با موسکوویت، کوارتز و آلبیت‌اند.

زون بیوتیت. با ظهور بیوتیتهای قهوه‌ای مایل به سبز یا قهوه‌ای مایل به قرمز مشخص می‌شود. معمولاً، کلریت موسکوویت، آلبیت و کوارتز نیز حضور دارد.

زون گرونا. کانی شاخص این زون گرونا آلماندین قرمز رنگ است که در نمونهٔ دستی نیز قابل رؤیت است. در این زون، سنگ حاصل یک شیست است و علاوه بر گرونا، بیوتیت، کلریت، موسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز نیز حضور دارد (ممکن است کلریت غایب باشد).

زون استرولیت. استرولیت به‌همراه بیوتیت، موسکوویت، کوارتز، و پلاژیوکلاز سدیم‌دار شاخص این زون است و معمولاً گرونا نیز یافت می‌شود.

زون کیانیت. با مجموعه کانیهای زون استرولیت مشخص است و در آن کیانیت نیز حاضر است.



شکل ۵-۲ نقشهٔ زونهای دگرگونی در سنگهای پلیتی (سری دالرادین اسکاتلند) براساس کانیهای ردیاب.

زون سیلیمانیت. در این زون سیلیمانیت به‌همراه بیوتیت، موسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت و گاهی اوقات استارولیت نیز یافت می‌شود.

بدیهی است در این سنگهای دگرگون‌شده، علاوه بر کانیهای اصلی کانیهای فرعی نظیر تورمالین، زیرکُن، آپاتیت و کانیهای کدر نیز (مانیتیت، ایلمنیت، پیریت و گرافیت) ممکن است دیده شود.

برای ترسیم ایزوگراد، ابتدا محل کانیهای ردیاب مختلف را روی نقشه علامت‌گذاری می‌کنند و سپس در جایی که اولین بار، یک کانی ردیاب دیده می‌شود آن را روی نقشه مشخص می‌کنند و از به هم وصل کردن آنها خطوط ایزوگراد را به‌دست می‌آورند. بنابراین، این ایزوگرادها در واقع ایزوگراد ظهور کانی‌اند و با توجه به اینکه ترکیب سنگ ممکن است در لایه‌های مختلف متفاوت باشد (مثلاً اگر یک ماسه سنگ کوارتزی خالص تحت اثر دگرگونی قرار گیرد هیچ یک از کانیهای ردیاب سنگهای پلیتی در آن دیده نخواهد شد)؛ برای تعیین درجهٔ دگرگونی از مجموعهٔ کانیهای همان سنگ استفاده می‌شود. در جدول ۵-۱ شدت دگرگونی و زونهای حاصله را با توجه به مجموعهٔ کانیها برای سه دسته از سنگها (پلیتی، آهکی و آذرین بازیک) نشان داده‌ایم. کانی ردیاب در هر زون با حروف سیاه نشان داده شده است.

جدول ۵-۱

اسامی زونها در سنگهای پلیتی	نام سنگ	درجهٔ دگرگونی	مجموعهٔ کانیهای در رسوبات پلیتی	در سنگهای آهکی	در سنگهای آذرین بازیک
کلریت **بیوتیت**	اسلیت فیلیت شیست	کم	**کلریت**، کوارتز، موسکوویت،پلاژیوکلاز **بیوتیت**، کوارتز، پلاژیوکلاز	**کلریت**،کلسیت یا دولومیت پلاژیوکلاز	**کلریت** و پلاژیوکلاز
گرونا **استروتید**	انواع شیست و میکاشیست	متوسط	**گارنت**،میکاها،کوارتز، پلاژیوکلاز، **استروتید**، میکاها، گارنت، پلاژیوکلاز	**گارنت**،اپیدوت **هورنبلند**،کلسیت	**گارنت**،**کلریت**، اپیدوت،پلاژیوکلاز
کیانیت **سیلیمانیت**	انواع گنیسها	زیاد		گارنت **اوژیت**، پلاژیوکلاز	**هورنبلند** پلاژیوکلاز

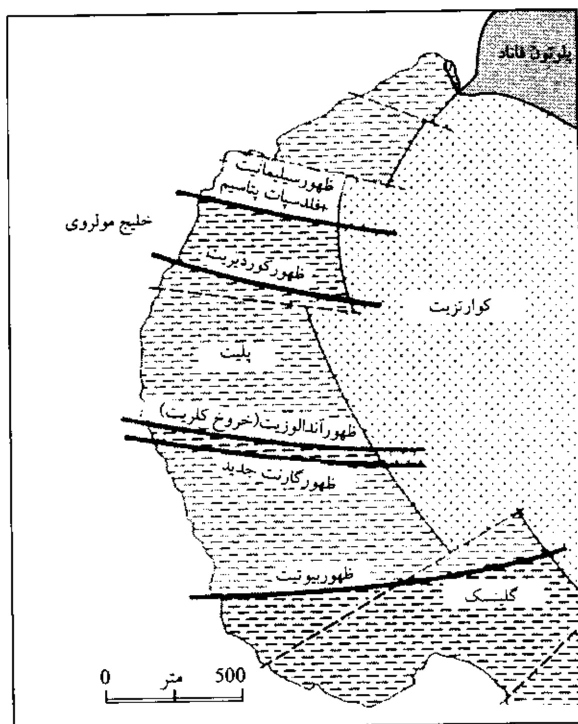
۲. **زونهای دگرگونی مجاورتی.** با نفوذ تودهٔ گرانیتی فاناد در سنگهای پلیتی کودنگال ایرلند، توالی زونهای دگرگونی به‌صورت جالبی به‌وجود آمده است (شکل ۵-۳).

زون بیوتیت. در فاصلهٔ دورتر از توده، بیوتیتهای تازه تشکیل‌شده[1] در اطراف دانه‌های قدیمی گارنت رشد کرده‌اند. این نکته حاکی از یک دگرگونی قهقرایی است.

زون گارنت. در دنبال آن و نزدیکتر به تودهٔ دانه‌های کوچک و جدید گارنت در اطراف دانه‌های قدیمیتر آن ظاهر شده‌اند.

زون آندالوزیت. در فاصلهٔ نزدیکتر به تودهٔ آندالوزیت ظاهر و کلریت ناپایدار و ناپدید شده است.

1. neoforme



شکل ۵-۳ زونهای دگرگونی در یک هالهٔ دگرگونی مجاورتی ناشی از دگرگون‌شدگی سنگهای پلیتی در مجاورت تودهٔ نفوذی (ایرلند).

زون کوردیریت. که در آن کوردیریت ظاهر شده است.

زون سیلیمانیت و فلدسپار پتاسیم. که نزدیک به توده و به شکل دانه‌ریز به‌وجود آمده است.

اگر کانیهای تشکیل‌شده در زونهای دگرگونی حالات ۱ و ۲ را با هم مقایسه کنیم و با توجه به این نکته که ترکیب شیمیایی سنگ مادر این دو منطقه کم و بیش شبیه است، ملاحظه می‌کنیم در هالهٔ آذرین (حالت ۲)، کانیهای کوردیریت و آندالوزیت به‌وجود آمده، در حالی که استروتید بسیار کمیاب است و کیانیت هم دیده نمی‌شود. بنابراین، باید نتیجه گرفت که شرایط دگرگونی در این دو منطقه با هم متفاوت است و در حالت ۱، عامل فشار دخالت داشته ولی در حالت ۲، چنین وضعی دیده نمی‌شود.

خاطرنشان می‌کنیم که در اطراف تودهٔ نفوذی الوند همدان، اگرچه ایزوگراد دقیقی ترسیم نشده، ولی در ابتدای جادهٔ عباس‌آباد تا گنجنامه، ابتدا اسلیت لکه‌دار که لکه‌های آن

از نوع آندالوزیت است و سپس لکه‌ها از نوع کوردیریت و آندالوزیت و در حوالی گنجنامه نیز هورنفلسهای فلدسپار پتاسیم‌دار به‌همراه کوردیریت و بعضاً سیلیمانیت را در این مسیر می‌توان رؤیت کرد.

در استفاده از کانیهای ردیاب پیشگفته برای تعیین زونهای دگرگونی دو نکته را باید در نظر گرفت:

۱. کانیهای جدیدی که در هر زون به‌وجود می‌آید باید به‌صورت درشت‌بلور (پورفیروبلاست) باشد.

۲. ترکیب شیمیایی سنگ مادر در تمام درجات مختلف دگرگونی ثابت و یکنواخت باشد.

مطالعهٔ یک ناحیهٔ دگرگونی براساس زونهای دگرگونی را زونئوگرافی[1] هم می‌نامند که در ماسیف سانترال فرانسه بنا به پیشنهاد یونگ و رُک به یک نوع ترکیب شیمیایی یعنی روی سنگهای پلیتی چنین عمل می‌شد:

ـ زون میکاشیستهایی کلریت ـ سریسیت‌دار فوقانی که کم و بیش با زون کلریت پیشنهادی بارو تطبیق می‌کند.

ـ زون میکاشیستهای تحتانی که دنبالهٔ زون قبلی است و در آن دوکانی بیوتیت و موسکوویت با هم دیده می‌شود.

ـ زون گنیس فوقانی که در آن علاوه بر بیوتیت و موسکوویت، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار نیز حاضر است.

ـ زون گنیس تحتانی که در آن موسکوویت و بیوتیت ناپدید می‌شوند.

ج) تعیین درجه براساس رخساره‌های دگرگونی

این روش را اولین بار اسکولا در سال ۱۹۱۵ برای بیان درجهٔ دگرگونی سنگها به‌کار گرفت. به‌موجب این تعریف، رخساره (فاسیس) دگرگونی به مجموعهٔ کانیهای مختلفی اطلاق می‌شود که در یک منطقهٔ معین و تحت شرایط فیزیکی (فشار و دمای) مشخص از انواع مختلف سنگها و در یک مرحلهٔ دگرگونی به‌وجود آمده باشد. بنابراین، در یک رخسارهٔ دگرگونی سنگهایی با ترکیب شیمیایی متفاوت را در شرایط یکسان ترمودینامیکی مطالعه و مجموعهٔ کانیهای آن را بررسی می‌کنیم.

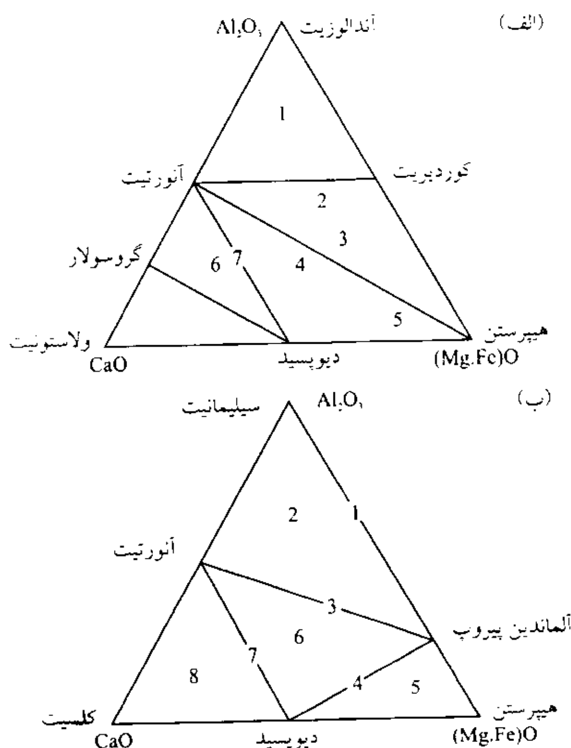
به این ترتیب در نمودار ACF شکل ۴-۷، اگرچه تمام هورنفلسهای ده‌گانهٔ به یک

1. zoneographie

رخساره تعلق دارند ولی چون ترکیب شیمیایی سنگ مادر متفاوت است، بنابراین مجموعهٔ کانیهای مختلفی حاصل شده است.

برای آنکه درک دقیقتری از مفهوم رخساره داشته باشیم ویژگیهای شکل ۴-۷ را دوباره به‌صورت دو مثلث (شکل ۵-۴ الف و ب) نشان داده‌ایم که حالت (الف) همان هورنفلسهای ده‌گانه گلداشمیت است ولی شکل (ب) معرف رخسارهٔ دیگری است که علاوه بر کوارتز با پاراژنزهای زیر شناخته می‌شوند:

۱. سیلیمانیت ـ آلماندین، ۲. سیلیمانیت ـ آلماندین ـ آنورتیت، ۳. آلماندین ـ آنورتیت، ۴. آلماندین ـ دیوپسید، ۵. آلماندین ـ هیپرستن ـ دیوپسید، ۶. آلماندین ـ آنورتیت ـ دیوپسید، ۷. آنورتیت ـ دیوپسید، ۸ آنورتیت ـ دیوپسید ـ کلسیت. بنابراین به‌رغم ترکیب شیمیایی مشابه در دو شکل (الف) و (ب)، با مجموعهٔ کانیهای مختلفی سروکار داریم (به‌جز شمارهٔ ۷ که در هر دو شکل یکی است) و بنابراین با دو رخسارهٔ متفاوت مواجهیم.



شکل ۵-۴ پایداری مجموعهٔ کانیهای مختلف در دو رخسارهٔ متفاوت

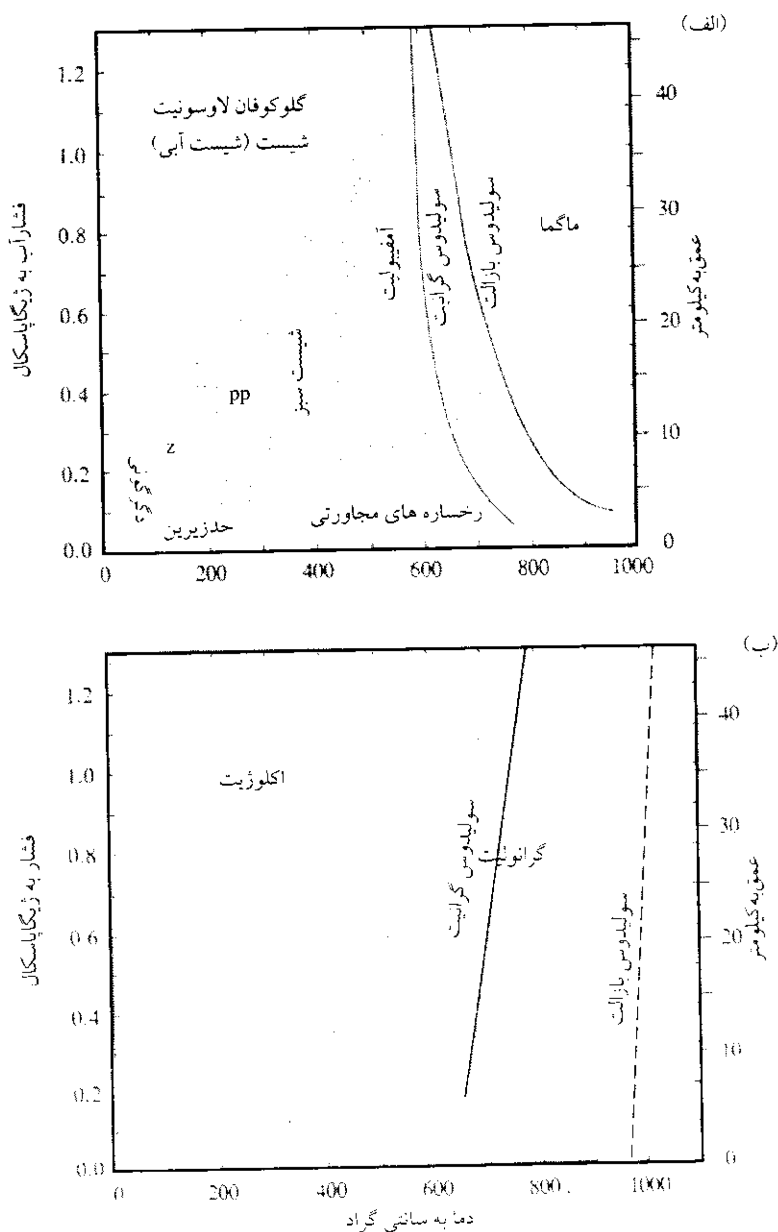
با پیشرفت علم سنگ‌شناسی و استفاده از وسایل و فنون جدید، مطالعهٔ رخساره‌های دگرگونی وارد مرحلهٔ نوینی شد. چنانکه با بررسی دقیق پاراژنزها، تعداد رخساره‌ها تدریجاً افزایش یافت. اسکولا ابتدا ۵ رخساره را معرفی کرد (۱۹۲۰) بعد تعداد آن به ۸ رسید. در دههٔ ۱۹۶۰، دو رخسارهٔ زئولیتی و پرهنیت ـ پومپله‌ایت به آن اضافه شد و تعداد رخساره‌ها به ۱۰ افزایش یافت. سپس بعضی از محققان، براساس تفاوتهای کانی‌شناسی اقدام به تقسیم رخساره‌ها به ۲ یا چند زیر رخساره کردند که تقسیمات اخیر درک مفهوم رخساره‌ها را با اشکال مواجه کرده است.

اقسام رخساره‌ها

در جدول ۵-۲ رخساره‌های مهم دگرگونی را با ترکیب کانی‌شناسی اصلی آن نشان داده شده است و شکل ۵-۵ نیز، محل آنها را در قلمرو تغییرات و فشار نشان می‌دهد.

جدول ۵-۲ اقسام مهم رخساره‌های دگرگونی

نوع دگرگونی	نام رخساره	ترکیب کانی‌شناسی
۱. مجاورتی	۱. آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس	پیروفیلیت + سریسیت + کلریت یا آندالوزیت
	۲. هورنبلند هورنفلس	هورنبلند + آنتوفیلیت + کوردیریت
	۳. پیروکسن هورنفلس	اورتوز + آندالوزیت (یا کوردیریت)
	۴. سانیدینیت	کورندون + پلاژیوکلاز + ارتوپیروکسن + مولیت + کوردیریت
۲. تدفینی	۱. زئولیتی	زئولیتها به‌ویژه لامونتیت وهولاندیت وهمچنین آنالیسم مجموعهٔ کانیها عبارت‌اند از کوارتز + لامونتیت + کلریت
	۲. پرهنیت ـ پومپله‌ایت	پرهنیت ± پومپله‌ایت + کوارتز اصلی‌اند (بدون زئولیت یا گلوکوفان یا لاوسونیت)
	۳. شیست گلوکوفان ـ لاوسونیت یا شیستهای آبی	گلوکوفان + لاوسونیت و همچنین ژادئیت + کوارتز + آراگونیت
۳. ناحیه‌ای	۱. شیست سبز	آلبیت + اپیدوت + آکتینوت ± کلریت ± کلسیت در سنگهای مافیک و پیروفیلیت در سنگهای پلیتی
	۲. آمفیبولیت	هورنبلند + پلاژیوکلاز (درصد آنورتیت بیش از ۲۰ درصد) در سنگهای بازیک و دیستن در سنگهای پلیتی
	۳. گرانولیت	اوژیت + ارتوپیروکسن + پلاژیوکلاز و گرونای آهن و منیزیم‌دار
	۴. اکلوژیت	مجموعهٔ کانیهای بدون فلدسپار ولی با حضور کلینوپیروکسن امفاسیت و گرونای پیروپ و در سنگهای بازیک مشخص می‌شود



شکل ۵-۵ محل رخساره‌های مختلف دگرگونی در شرایط دما و فشار متفاوت: (الف) در شرایط آبدار؛ (ب) در شرایط بی‌آب و خشک. (PP ، رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت؛ Z ، رخسارهٔ زئولیتی).

۱. رخساره‌های دگرگونی مجاورتی

رخساره‌های دگرگونی مجاورتی با توجه به افزایش دما شامل انواع زیر است:

۱-۱ رخسارهٔ آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس،

۱-۲ رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس،

۱-۳ رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس،

۱-۴ رخسارهٔ سانیدینیت.

اگرچه در این قبیل دگرگونیها از فشار صرف‌نظر می‌کنند ولی مقدار فشار به محلی که تودهٔ مذاب در آن استقرار می‌یابد (فشار وزن لایه‌ها) بستگی دارد. اگر تودهٔ نفوذی در عمق یک کیلومتری مستقر شود، مقدار فشار معادل ۲۵۰ بار و در ۸ کیلومتری ۲۰۰۰ بار است. بنابراین عملاً اهمیت فشار ناچیز است.

۱-۱ رخسارهٔ آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس. هنگامی که دما بیش از ۳۵۰ درجه و کمتر از ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد باشد *رخسارهٔ آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس* به‌وجود می‌آید. در این مرحله کائولینیت از بین می‌رود و به پیروفیلیت تبدیل می‌شود:

۱ کائولینیت + ۲ کوارتز ⟵ ۱ پیروفیلیت + آب

پیروفیلیت هم در ۵ ± ۴۹۵ درجهٔ سانتی‌گراد از بین می‌رود و آندالوزیت تشکیل می‌شود:

۱ پیروفیلیت ⟵ ۱ آندالوزیت + ۳ کوارتز + آب

باید افزود که این رخساره به‌خوبی توصیف نشده زیرا در پلیتها تغییر و تبدیل ناچیز است. چنانکه در پلیت فقیر از آلومینیم فقط اپیدوت، سریسیت، کلریت و آلبیت یا کانیهای دیاژنزی دیده می‌شوند. در پلیتهای سرشار از آلومینیم هم باید پیروفیلیت وجود داشته باشد که تنها پرتو X می‌تواند آن را از سریسیت جدا کند. ولی اگر لایه‌ای از مارن یا آهک مارنی وجود داشته باشد، به‌دلیل آنکه هورنفلس سرشار از ترمولیت به‌وجود می‌آید می‌توان به مقدار دمای فوق پی‌برد.

۱-۲ رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس. که در دمای ۱۵ ± ۵۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار ۱۰۰۰ بار، یا $20\,^{\circ}C \pm 540$ و فشار ۲۰۰۰ بار به‌وجود می‌آید. در این دما، کلریت از بین می‌رود.

۱ کلریت + ۱ کوارتز ⟵ ۱ آنتوفیلیت + ۱ کوردیریت

یا

۱ کلریت + ۱ موسکوویت + ۱ کوارتز ⟵ ۱ کوردیریت + ۱ بیوتیت + آب

۱-۳ رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس. این رخساره در دماهای بالاتر به‌وجود می‌آید (۶۰۵ - ۵۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد و ۱۰۰۰ بار فشار یا ۶۳۵ - ۶۱۵ درجهٔ سانتی‌گراد و ۲۰۰۰ بار فشار). در این شرایط موسکوویت از بین می‌رود و به‌جای آن اورتوز و آندالوزیت (یا کوردیریت) مطابق دو واکنش زیر ظاهر می‌شود. این رخساره فقط در حاشیهٔ توده‌های بازیک یافت می‌شود.

آب + ۱ آندالوزیت + ۱ اورتوز ⟵ ۱ کوارتز + ۱ موسکوویت

۹ آب + ۸ اورتوز + ۳ کوردیریت ⟵ ۱۴ کوارتز + ۲ بیوتیت + ۱ موسکوویت

وجود هورنفلسهای اورتوز، آندالوزیت و کوردیریت‌دار در هالهٔ مجاورتی تودهٔ الوند (جادهٔ عباس‌آباد ـ گنجنامه) نشانهٔ دگرگونی در مجاورت توده‌های بازیک این ناحیه است.

در شرایط مساعد در بعضی از هاله‌های دگرگونی، هیپرستن نیز به‌وجود می‌آید.

۱-۴ رخسارهٔ سانیدینیت. این رخساره در دماهای بیش از ۸۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد به‌وجود می‌آید که گاهی با پدیدهٔ ذوب بخشی هم همراه است (شکل ۵-۶) و غالباً هنگامی اتفاق می‌افتد که سنگ یا وارد تودهٔ مذاب شود (مثلاً به‌صورت انکلاو به درون گدازه‌های بازالتی) یا در حاشیهٔ توده‌های نفوذی بازیک نزدیک به سطح زمین واقع شود.

ـ اگر سنگ رسوبی و سرشار از آلومینیم باشد مجموعهٔ کانیهای آن عبارت‌اند از:

کوروندون + اسپینل + کوردیریت + فلدسپار آلکالن + پلاژیوکلاز

ـ اگر سنگهای سیلیس‌دار در شرایط رخسارهٔ سانیدینیت قرار گیرد، ممکن است واجد مجموعهٔ کانیهای زیر باشند:

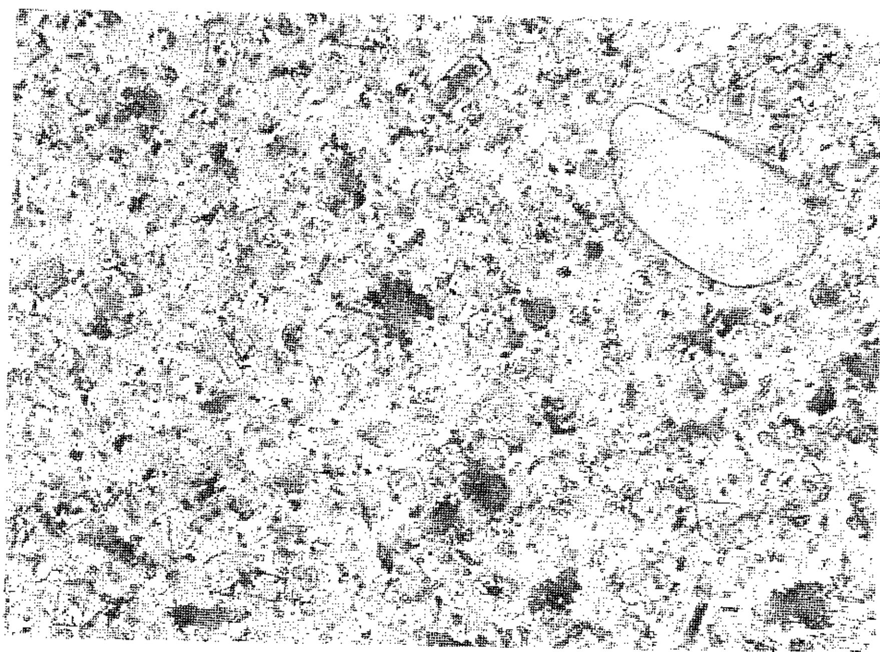
کوردیریت + پلاژیوکلاز + کوارتز + ارتوپیروکسن + مولیت

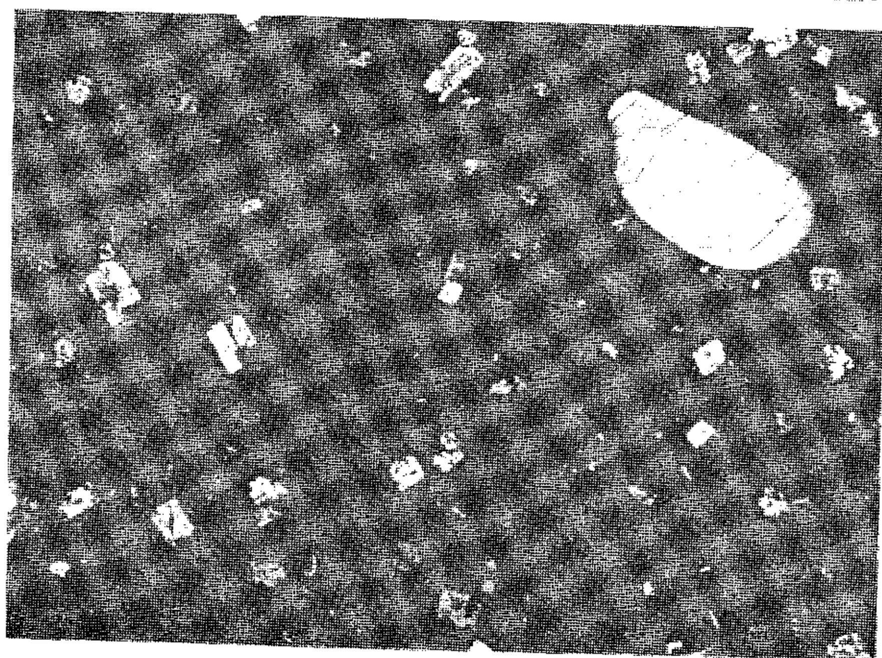
که در آن شیشه نیز وجود دارد. در این حالت به آن بوکیت می‌گویند (شکل ۵-۶).

در واقع بوکیت[1] سنگی است که در نتیجهٔ ذوب ماسه سنگ در مجاورت با تودهٔ آذرین در دمای بالا به‌وجود می‌آید و به شیشه (غیرمتبلور) تبدیل می‌شود. ولی امروزه این اصطلاح در مورد هر سنگ (به‌ویژه ترکیبات پلیتی) که به حالت نیمه‌مذاب درآید به‌کار برده می‌شود.

---

1. Buchite





شکل ۵-۶ بوکیت در بالا نور معمولی و در پایین نور پلاریزه (۵۲ برابر). بلور درشت باقیماندهٔ کوارتز نیمه‌ذوب شده است. در شکل پایین، بلورهای چهار گوش و مستطیلی کوردیریت و پلاژیوکلازاند. در شکل بالا ارتوپیروکسن و مولیت هم دیده می‌شود.

۲. رخساره‌های دگرگونی براثر وزن یا رخساره‌های تدقینی

اقسام این رخساره را می‌توان برحسب ازدیاد دما و فشار به سه نوع تقسیم کرد:

۲-۱ رخسارهٔ زئولیتی،

۲-۲ رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت،

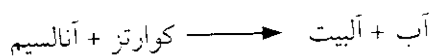
۲-۳ رخسارهٔ گلوکوفان شیست یا گلوکوفانیت یا شیست آبی.

در واقع، بعضی از رخساره‌های دگرگونی تدفینی ممکن است تا اندازه‌ای مشابه رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجات ضعیف باشد. به‌دلیل آنکه یک رخسارهٔ تدفینی خاص در نقاط مختلف جهان در اعماق متفاوت ظاهر می‌شود، باید نتیجه گرفت که تغییرات درجات زمین‌گرمایی در ایجاد آن نقش مهمی داشته است و فشار در مرحلهٔ دوم اهمیت قرار دارد. دو نوع رخسارهٔ اول را در مناطقی که سنگهای پیروکلاستی روی‌هم انباشته شده باشند (و به‌خصوص حاوی شیشه باشند، شکل ۳-۹) یا در رسوبات سرشار از رس، به‌خوبی می‌توان مشاهده کرد. رخسارهٔ نوع سوم، خاص سنگهای گودالهای اقیانوسی در حال فرورانش است.

۲-۱ رخسارهٔ زئولیتی. همان‌طور که قبلاً گفته شد، ظهور این رخساره معرف پایان دیاژنز و آغاز دگرگونی است. در بعضی نوشته‌ها، ظهور این رخساره را در دمای حدود ۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد و در بعضی دیگر کمی کمتر از ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد ذکر کرده‌اند.

با این توضیحات، رخسارهٔ زئولیتی را می‌توان حد واسط بین سنگهای حاصل از عمل دیاژنز و رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت دانست. در این رخساره، کانیهای گروه زئولیت مانند آنالسیم، هلندیت، لامونتیت فراوان است و از دگرگونی سنگهای آتشفشانی و گری‌وکها به‌وجود می‌آیند و با مجموعهٔ کانیهای لامونتیت + پرهنیت + کوارتز مشخص می‌شوند که گاهی ممکن است با کلریت نیز همراه باشد.

۲-۲ رخسارهٔ پرهنیت پومپله‌ایت. این رخساره از دگرگونی گری‌وکها پدید می‌آید. هرگاه مجموعهٔ رخسارهٔ زئولیتی در معرض دمای زیادتری قرار گیرد، لامونتیت به پومپله‌ایت تبدیل می‌شود و در نتیجه مجموعه‌ای از پرهنیت ـ پومپله‌ایت به‌وجود می‌آید و طبق رابطهٔ زیر:



آنالسیم به آلبیت تبدیل می‌شود. بنابراین، رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت شامل مجموعهٔ

کانیهای زیر است:

پرهنیت + پومپله‌ایت + کوارتز + آلبیت + کلریت

یا

پومپله‌ایت + کوارتز + آلبیت

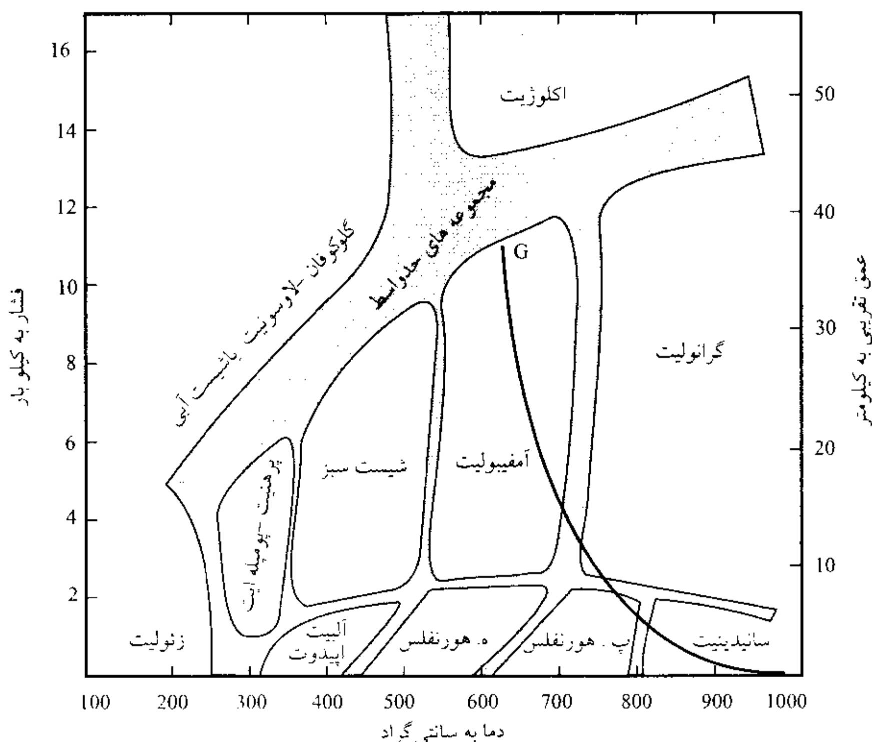
در انواع دمای زیادتر، ممکن است فلدسپار پتاسیک + موسکوویت + کلسیت + اسفن نیز به‌وجود آید. دراین‌حالت و به‌شرط آنکه در آن مجموعهٔ استیلپنوملان + آکتینوت + اپیدوت نیز حضور داشته باشد به محدودهٔ رخسارهٔ شیستهای سبز نزدیک شده‌ایم.

۲-۳ رخسارهٔ گلوکوفان شیست یا گلوکوفانیت یا شیست آبی سنگهای این رخساره کمیاب است و از نظر ترکیب کانی‌شناسی نیز وضعی استثنایی دارند. به‌علت وفور گلوکوفان در این رخساره به آن رخسارهٔ گلوکوفان شیست هم گفته‌اند که با رنگ آبی و تلألؤ خاص خود مشخص می‌شود. در این رخساره، آمفیبولهای معمولی رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت (یعنی آکتینوت و هورنبلند) دیده نمی‌شوند. پیروکسن آن هم از نوع سدیم‌دار یعنی ژادئیت است که اختصاص به فشار زیاد ـ دما کم دارد. در این رخساره کانیهای کلسیم‌دار مانند آراگونیت، اسفن و سیلیکات کلسیم آبدار مانند لاوسونیت و اپیدوت و پومپله‌ایت نیز وجود دارد. به‌علت وفور لاوسونیت، گاهی به آن رخساره گلوکوفان ـ لاوسونیت هم گفته شده است. لاوسونیت ممکن است از تخریب پلاژیوکلاز یا از واکنش بین کلسیت و کائولینیت به‌وجود آید.

حضور رخسارهٔ گلوکوفان شیست در محل درازگودالهایی (رسوبات بزرگ‌نادویس مؤلفان قدیمی) که در حال فرورانش باشد امری طبیعی است. زیرا فشار وزن لایه‌های فوقانی و فرورانش پوستهٔ زیرین بر منشورهای به‌هم افزودهٔ این نواحی (شکل ۵-۱۰) ممکن است شرایط را در حد ایجاد این رخساره افزایش دهد.

۳. رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای

تنوع رخساره‌ها در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای زیاد است و به‌همین دلیل برحسب محققان مختلف به دسته‌های کوچکتر و زیررخساره‌ها تقسیم‌بندی شده است. در درجات ضعیف‌تر، تشخیص رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای از دگرگونی دینامیکی مشکل است. رخساره‌های مهم دگرگونی ناحیه‌ای عبارت‌اند از:



شکل ۵-۷ نمایش اقسام رخساره‌های دگرگونی در نمودار تغییرات دما و فشار، منحنی G ، منحنی ذوب گرانیت است.

۱-۳ رخسارهٔ شیست سبز،

۲-۳ رخسارهٔ آمفیبولیت،

۳-۳ رخسارهٔ گرانولیت.

در بعضی شرایط، رخسارهٔ اکلوژیتی را جزء رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای به‌حساب می‌آورند.

۱-۳ رخسارهٔ شیست سبز. این رخساره با مجموعهٔ کانیهای سبزرنگ و غالباً آبدار مانند کلریت، اپیدوت، آکتینوت مشخص می‌شود. مجموعهٔ کانیهای این رخساره برحسب آنکه از دگرگونی سنگهای بازیک یا سنگهای پلیتی به‌وجود آمده باشد عبارت‌اند از:

در سنگهای باریک: آلبیت + اپیدوت + کلریت + آکتینوت + کوارتز

در سنگهای پلیتی: کلریت + میکای سفید + بیوتیت + کلریتویید + کوارتز

با توجه به شکل ۵-۷، حدود پایداری کانیهای این رخساره معرف درجات دگرگونی

ناحیه‌ای ضعیف است و تصور می‌شود که در دمای بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشارهای بین ۲٫۵ تا ۸ کیلوبار فشار آب به‌وجود آید. تفاوت این رخساره با رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت، فقدان دو کانی اخیر در رخسارهٔ شیست سبز است، به‌علاوه، فقدان زئولیت آن را از رخسارهٔ زئولیتی مجزا می‌سازد.

رخسارهٔ شیست سبز را برحسب ازدیادشدت دگرگونی* به‌ترتیب زیر به رخساره‌هایی زیر تقسیم می‌کنند:

مجموعهٔ کوارتز + آلبیت + موسکوویت + کلریت

مجموعهٔ کوارتز + آلبیت + اپیدوت + بیوتیت

مجموعهٔ کوارتز + آلبیت + اپیدوت + آلماندین

خاطرنشان می‌کنیم که آمفیبول نوع آکتینوت ـ ترمولیت معرف رخسارهٔ شیست سبز و جداکنندهٔ این رخساره از رخسارهٔ آمفیبولیت است.

۳-۲ رخسارهٔ آمفیبولیت. این رخساره خاص دگرگونی ناحیه‌ای در دما و فشار متوسط است و شامل مجموعه‌های کانی‌شناسی است که در آن هورنبلند و پلاژیوکلاز کانیهای شاخص محسوب می‌شوند. اگر از دگرگونی سنگهای بازیک به‌وجود آید، به مجموعهٔ کانیهای آن (علاوه بر هورنبلند و پلاژیوکلاز)، اپیدوت و آلماندین هم اضافه می‌شود و در صورتی که از دگرگونی سنگهای پلیتی به‌وجود آید، مجموعهٔ کانیهای آن عبارت‌اند از:

میکاها + آلماندین + استروتید + دیستن یا سیلیمانیت ولی بدون آندالوزیت

در حالتی که دما زیاد ولی فشار کم یا متوسط باشد رخسارهٔ کوردیریت آمفیبولیت، ولی در فشارهای زیادتر رخسارهٔ آلماندین آمفیبولیت به‌وجود می‌آید.

۳-۳ رخسارهٔ گرانولیت. فقدان کانیهای آبدار از ویژگی این رخساره است. در انواع سرشار از آلومینیم، دیستن، سیلیمانیت و کوردیریت نیز وجود دارد. در انواع بازیک آن هم دو نوع پیروکسن (دیوپسید و هیپرستن) یافت می‌شود. این رخساره در دمای زیادتر از ذوب گرانیت پایدار است (شکلهای ۵-۵ و ۵-۷).

۳-۴ رخسارهٔ اکلوژیت. مختص فشارهای زیاد و از دگرگونی سنگهای بازیک

---

* به سه کانی آخر، این مجموعه‌ها توجه کنید. با توجه به شرایط پایداری آنها در زونهای دگرگونی می‌توانید درجه شدت دگرگونی را ارزیابی کنید.

به‌وجود می‌آید. می‌توان ثابت کرد که این رخساره در اعماق پوستهٔ قاره‌ای ظاهر می‌شود. در ترکیب آن گرونای آهن و منیزیم‌دار، اُمفاسیت، روتیل و دیستن وجود دارد. در تبدیل گابرو یا بازالت به اکلوژیت، کانیهای اصلی آن مانند پلاژیوکلاز، اولیوین و اوژیت از بین می‌روند و به اُمفاسیت و گرونا تبدیل می‌شوند.

اکلوژیتها گاهی با شیستهای گلوکوفان‌دار دیده شده‌اند. ضمناً بعضی از انواع آن با سرپهایی که در رخسارهٔ آمفیبولیت یا در رخسارهٔ گرانولیت دگرگون می‌گردند مشاهده شده است. ولی مراحل تدریجی تغییر و تبدیل رخساره‌های شیست سبز به اکلوژیت تاکنون ناشناخته مانده است. در این حالت باید اکلوژیتها را از نوع دگرگونی دانست. ولی بعضی از اکلوژیتها دارای اختصاصات سنگهای ماگمایی‌اند. در این مورد تصور می‌شود:

اگر مایعی با ترکیب بازالتی در دمای بیش از ۱۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد در اعماق پوسته متوقف شود و در منطقه‌ای که تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای ـ بالاتر از ۱۲ کیلو بار فشار ـ قرار گیرد، انجماد بر جای آن، موجب تبلور کانیهای خاص رخسارهٔ اکلوژیتی می‌شود.

درجات دگرگونی و شدت آن

به عقیدهٔ وینکلر (۱۹۷۶)، درجات دگرگونی رابطه‌ای مستقیم با افزایش دما دارد. وی به این ترتیب بدون توجه به مقدار و نوع فشار، سنگهای دگرگونی را برحسب مقدار دمای مؤثر به انواع زیر تقسیم‌بندی کرد:

۱. دگرگونی دمای خیلی پایین یا دگرگونی خیلی خفیف یا خیلی کم شدت،

۲. دگرگونی دمای پایین یا دگرگونی خفیف یا دگرگونی کم شدت،

۳. دگرگونی دمای متوسط یا دگرگونی متوسط،

۴. دگرگونی دمای زیاد یا دگرگونی شدید.

مرز بین دگرگونی خیلی خفیف و خفیف (بین حالتهای ۱ و ۲) با آغاز رخسارهٔ شیست سبز مطابقت دارد. مرز بین درجهٔ پایین و متوسط نیز با آغاز رخسارهٔ آمفیبولیت اسکولا تطبیق می‌کند. وانگهی بخش بالایی رخسارهٔ آمفیبولیت، حد بین درجات متوسط و شدید در نظر گرفته شده است که در واقع با حضور فلدسپارها و سیلیکات آلومینیم یا آلماندین و کوردیریت مشخص می‌شود.

حد نهایی دگرگونی درجات شدید نیز با ظهور میگماتیت (هنگامی که بخار آب در محیط وجود داشته باشد) یا ظهور رخسارهٔ گرانولیت مشخص می‌گردد.

زیررخساره‌ها

با مطالعهٔ سنگهای دگرگونی یک ناحیهٔ محدود می‌توان مشاهده کرد که هر سنگ در شرایط فیزیکی خاصی به‌وجود می‌آید که با رخساره‌های شناخته شده به‌طور کامل تطبیق نمی‌کند. مثلاً در رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس با پاراژنز هیپرستن + پلاژیوکلاز + دیوپسید، گاهی مجموعهٔ ارتوآمفیبول + پلاژیوکلاز + هورنبلند و گاهی هیپرستن + پلاژیوکلاز + هورنبلند ظاهر می‌شود. دو مجموعهٔ اخیر به رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس تعلق دارند و برای تمایز، آنها را زیر رخساره نامیده‌اند که اولی را زیررخسارهٔ ارتوآمفیبول و دومی را زیررخسارهٔ ارتوپیروکسن نامیده‌اند. با این توضیحات، در هر زیررخساره، مجموعهٔ کانیهایی یافت می‌شود که موجب تقسیم‌بندی رخساره به دسته‌های کوچکتر می‌شود. مثال زیر گویای این واقعیت است. در سنگهای سرشار از آلومینیم، در رخسارهٔ شیست سبز سه زیررخساره با مجموعهٔ کانیهای زیر برقرار شده است:

کوارتز + آلبیت + موسکوویت + کلریت

کوارتز + آلبیت + اپیدوت + بیوتیت

کوارتز + آلبیت + اپیدوت + آلماندین

باید افزود که تعداد زیر رخساره‌ها روز به روز زیادتر می‌شود و بعضی از محققان برقراری و استفاده از آن را قبول ندارند.

سری رخساره‌ای

در سرزمینهای دگرگونی، می‌توان بعضی از رخساره‌ها را در ارتباط و وابسته به رخساره‌های دیگر مشاهده کرد. این وابستگی رخساره‌ها را *سری رخساره‌ای* می‌نامند. در واقع این مسئله به تغییرات شرایط فیزیکی محیطهای دگرگونی مربوط است، زیرا می‌دانیم که تغییرات درجات زمین‌گرمایی در مناطق مختلف لیتوسفر زمین یکسان نیست (شکل ۱-۱۲)، یعنی مناطقی با عمق کم (فشار کم) ـ دمای زیاد، مناطقی با فشار زیاد ـ دمای کم و مناطق با شرایط حد واسط وجود دارد که هر یک با مجموعه‌ای از رخساره‌های دگرگونی خاص

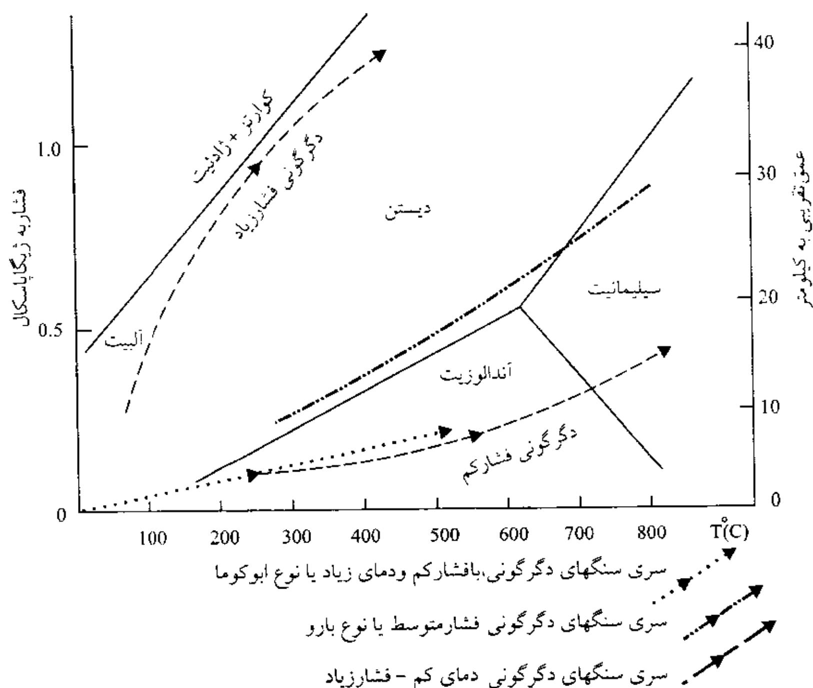
خود مشخص می‌شود.

به‌همین منظور در مناطق مختلف زمین سه سری رخساره‌ای در نظر می‌گیرند که عبارت‌اند از:

۱. سری رخساره‌ای آندالوزیت ـ سیلیمانیت یا دگرگونی فشار کم ـ دمای زیاد که به آن دگرگونی نوع ابوکوما هم می‌گویند. در این سری، آندالوزیت در حد شیستها و میکاشیست ولی سیلیمانیت در حد گنیس پدیدار می‌شود (شکل ۵–۸).

۲. سری رخساره‌ای کیانیت ـ سیلیمانیت یا دگرگونی فشار ـ دمای متوسط، این سری را دگرگونی نوع بارو هم می‌نامند که کیانیت و استروتید عموماً در حد میکاشیستها (به‌جای آندالوزیت در نوع ابوکوما) و سیلیمانیت در حد گنیسها به‌وجود می‌آید.

۳. سری رخساره‌ای ژادئیت ـ گلوکوفان یا دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم که با رخسارهٔ تدفینی تطبیق می‌کند و شامل رخساره‌های زئولیتی، پرهنیت ـ پومپله‌ایت و لاوسونیت ـ گلوکوفان است (شکل ۵–۸)



شکل ۵–۸ رابطهٔ بین تیپهای دگرگونی و شرایط فشار ـ درجهٔ دمای متفاوت در مناطق مختلف پوستهٔ زمین.

تیپهای دگرگونی

در سال ۱۹۶۵، وینکلر، اصطلاح تیپهای دگرگونی را به‌کار گرفت. وی دگرگونی حرارتی را به‌جای دگرگونی مجاورتی، دگرگونی انباشتی (تدفینی) را به‌جای سریهای گلوکوفان‌دار نامید و در مورد دگرگونی ناحیه‌ای معمولی، دو نوع در نظر گرفت: یکی نوع ابوکوما که به‌جای سری آندالوزیت ـ سیلیمانیت و دیگری نوع بارو که همان سری رخسارهٔ دیستن ـ سیلیمانیت فوق است.

دگرگونی نوع ابوکوما معرف مناطقی با درجهٔ زمین‌گرمایی زیاد و فشار نسبتاً کم است (شکل ۵–۸) و به‌همین دلیل گاهی اختصاصات دگرگونی مجاورتی در آن بروز می‌کند. دگرگونی نوع بارو معرف فشار و درجه حرارت متوسط است که ابتدا بارو و سپس تیلی در اسکاتلند آن را مطالعه کردند و سری دالراین هم به آن گفته شده است.

در جدول زیر تیپهای دگرگونی وینکلر و معادل آنها را مشخص کرده‌ایم.

تیپهای دگرگونی وینکلر	انواع معادل
حرارتی	مجاورتی
تدفینی یا انباشتی	سریهای رخسارهٔ لاوسونیت ـ گلوکوفان
نوع بارو	سری رخسارهٔ دیستن ـ سیلیمانیت
نوع ابوکوما	سری رخسارهٔ آندالوزیت ـ سیلیمانیت

برای آنکه ارتباط بین تیپهای دگرگونی را درک کنیم، از نمودار شکل ۵–۸ استفاده می‌کنیم. در این شکل، علاوه بر منحنیهای تبدیل ژادئیت + کوارتز $\rightleftharpoons$ آلبیت و منحنیهای پایداری سه نوع سیلیکات آلومینیم (دیستن ـ سیلیمانیت ـ آندالوزیت)، تغییرات درجات زمین‌گرمایی ـ فشار در دگرگونیهای مختلف را ملاحظه می‌کنیم. لازم به یادآوری است که این منحنیها براساس پایداری مجموعهٔ کانیهای موجود در هر یک از مناطق دگرگونی ترسیم شده است.

ـ *دگرگونی فشار زیاد* که مشخص‌کنندهٔ نوارهای دگرگونی در حاشیهٔ قاره‌ها (در سمت اقیانوس) است و به قلمرو تبدیل آلبیت $\leftarrow$ ژادئیت + کوارتز؛ نزدیک است. این همان دگرگونی سریهای گلوکوفان‌دار است.

ـ *دگرگونی فشار متوسط* که به آن سریهای دگرگونی نوع بارو هم گفته می‌شود مناطقی را شامل می‌شود که تغییرات درجات زمین‌گرمایی در حدود ۳۰ درجهٔ سانتی‌گراد

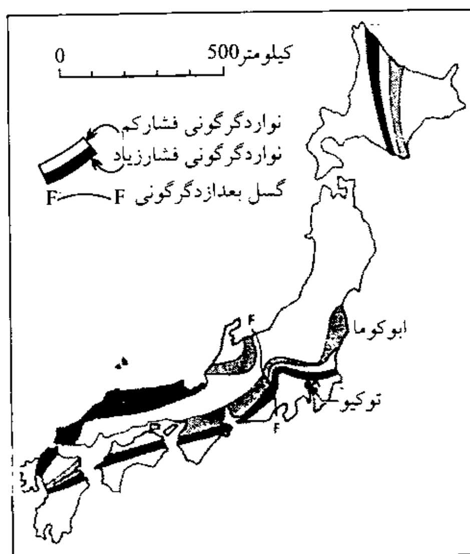
در هر کیلومتر است. با توجه به عبور این منحنی از قلمرو پایداری دیستن ـ سیلیمانیت، آن را سری دیستن ـ سیلیمانیت هم گفته‌اند.

ـ *دگرگونی فشار کم* که به آن سریهای دگرگونی ابوکوما هم اطلاق می‌گردد، تغییرات درجات زمین‌گرمایی بسیار شدید و مشخص نوارهای دگرگونی دوگانه در حاشیهٔ قاره (در سمت قاره‌ها) است. این دگرگونی، مطابق آنچه که قبلاً گفته شد، جزء سری آندالوزیت ـ سیلیمانیت محسوب می‌شود و همان‌طور که مشاهده می‌کنیم، این منحنی هیچ‌گاه در قلمرو دیستن وارد نمی‌شود.

ـ منحنی نقطه‌چین (شکل ۵-۸) هم که براساس مجموعهٔ کانیهای دگرگونی در شکاف وسط اقیانوسها ترسیم شده، درجات زمین‌گرمایی و فشار این نوع دگرگونی را آشکار می‌سازد.

نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج

همان‌طور که در شکل ۳-۱ ملاحظه کردیم، بین پدیده‌های دگرگونی و پلیت تکتونیک روابط انکارناپذیری وجود دارد که یکی از مهمترین آنها پیدایش نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج در لبهٔ حاشیه‌های مخرب و خاص مناطقی است که سرعت فرورانش زیاد باشد (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹ نوارهای دگرگونی دوگانه در حاشیهٔ صفحات مخرب در غرب اقیانوس آرام که نمونهٔ بارز آن در ژاپن است.

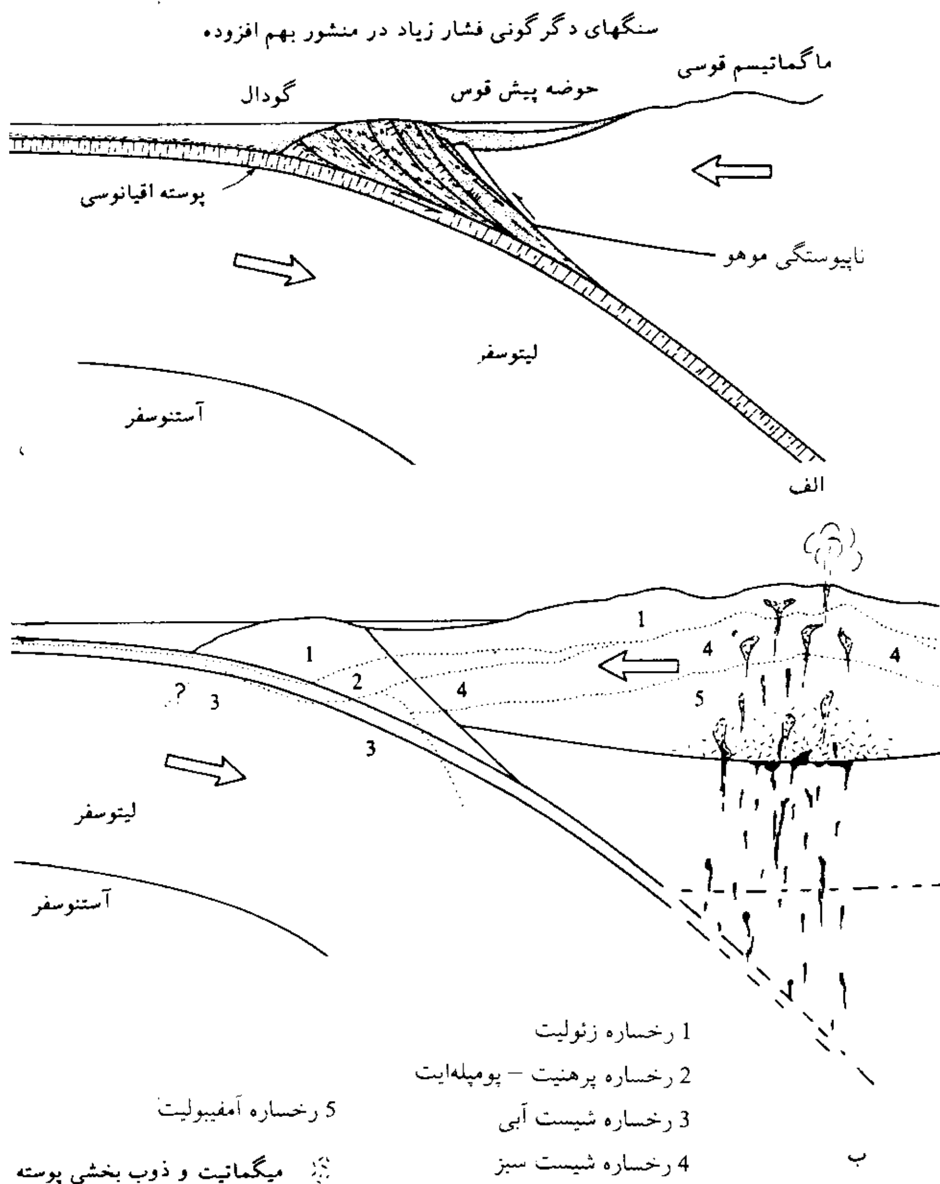
می‌دانیم که در محل فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای درازگودالی به‌وجود می‌آید که عموماً فاقد رسوب است. فقدان رسوبات در این نواحی را می‌توان هم به فرو رفتن پوستهٔ اقیانوسی و رسوبات موجود در سطح آن به زیر حاشیهٔ قاره‌ها مربوط دانست و هم بخشی از آن در قسمت قدامی قاره‌ها روی هم فشرده می‌شود و منشورهای به‌هم افزوده[1] را به‌وجود می‌آورد (شکل ۵-۱۰) در همین منشورهای به‌هم افزوده است که دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم را می‌توان مشاهده کرد و کمی به‌طرف داخل، یعنی به سمت قاره، نوار دگرگونی دمای زیاد و فشار کم وجود دارد که مجموعاً نوارهای دگرگونی مزدوج نامیده می‌شوند. این نوارها در حاشیهٔ اقیانوس آرام وجود دارند و در ژاپن میاشیرو (۱۹۶۱ و ۱۹۷۳) به‌نحو شایسته‌ای آنها را تفسیر و تعبیر کرده است.

از ویژگیهای بارز این نوارها آن است که نوار دگرگونی خارجی (به سمت اقیانوس) با فشار زیاد ـ دمای کم و نوار دگرگونی داخلی (به سمت قاره) با دمای زیاد و فشار کم مشخص می‌شوند. این دو نوار احتمالاً طی یک حادثهٔ کوهزایی به‌وجود می‌آیند. ارتباط این نوارهای دوگانه با پلیت تکتونیک را می‌توان به‌صورت زیر توجیه کرد:

الف) دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم. همان‌طور که قبلاً گفته شد (فصل اول، شکل ۱-۱۳)، در مناطق فرورانش مقدار جریان دما کم و ناچیز است و در عوض سنگهای این نواحی به‌علت فرورفتن لیتوسفر اقیانوسی فشار زیادی متحمل می‌شوند و در نتیجه در شرایط دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم (شکل ۵-۸) قرار می‌گیرند. لازم به یادآوری است که هرچه سرعت فرورانش زیادتر باشد، لیتوسفر اقیانوسی سرد به زیر قاره کشیده می‌شود و افت دما (شکل ۱-۱۳) زیادتر می‌شود. در حالی که اگر سرعت فرورانش کُند باشد، افت دما کمتر خواهد بود و فشار نیز برای دگرگونی فشار زیاد کفایت نخواهد کرد و در نتیجه، دگرگونی فشار متوسط به‌وجود می‌آید. در این حالت تشخیص دو نوار از هم به‌آسانی امکان‌پذیر نخواهد بود. به‌همین دلیل، می‌توان علت فراوانی نوارهای مزدوج را در اقیانوس آرام و نادر بودن آنها را در اقیانوس اطلس به حرکت سریعتر صفحهٔ اقیانوس آرام مربوط دانست. ضمناً نازک بودن صفحهٔ فرورونده و دمای زیاد آن می‌تواند مانع ایجاد دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم شود.

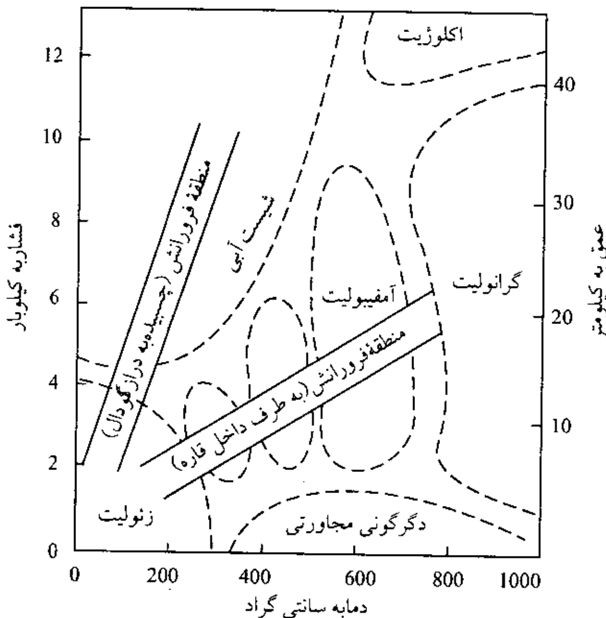
ب) دگرگونی فشار کم ـ دمای زیاد. همان‌طور که قبلاً گفته شد، مقدار جریان حرارت در سمت قاره‌ها زیادتر است. براثر فرورانش، پوستهٔ اقیانوسی آبدار و رسوبات

---
1. accretionary prisms



شکل ۵-۱۰ مقاطع فرضی از محل برخورد دو لیتوسفر اقیانوسی و قاره‌ای. در محل فرورانش منشورهای به‌هم افزوده به‌وجود می‌آید (شکل الف) که تحت‌تأثیر دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم قرار می‌گیرد. در شکل (ب)، توزیع تقریبی رخساره‌های مختلف دگرگونی در منشورهای به‌هم افزوده (نوار خارجی) و سنگهای دگرگونی همراه با ذوب‌بخشی را در نوار داخلی ملاحظه می‌کنیم.

روی آن ابتدا بی‌آب می‌شوند. آب مزبور به بخشهای فوقانی لیتوسفر قاره‌ای صعود می‌کند و موجب کاهش دمای نقطهٔ ذوب سنگها و حتی باعث ذوب‌بخشی آن می‌شود (شکل ۵-۱۰ ب). صعود مواد مذاب، هم در افزایش دما تأثیر می‌گذارد و هم موجب التهاب لیتوسفر قاره‌ای می‌شود. به این ترتیب، لیتوسفر قاره‌ای حالت خمیری به‌خود می‌گیرد و منطقهٔ کم‌فشاری به‌وجود می‌آید که با دمای زیاد خود مشخص است.



شکل ۵-۱۱ رخساره‌های دگرگونی و سری رخساره‌هایی که در هر یک از نوارهای دوگانه دیده می‌شود. این شکل از ادغام شکلهای ۵-۷ و ۵-۸ ترسیم شده است.

خودآزمایی ۵

۱. پیروفیلیت در چه دمایی و از تبدیل کدام کانی به‌وجود می‌آید؟

الف) ۲۰۰ تا $^{\circ}C$ ۳۵۰ ، کائولینیت   ب) ۳۵۰ تا $^{\circ}C$ ۵۰۰، کائولینیت

ج) ۲۰۰ تا $^{\circ}C$ ۳۵۰، آنالسیم   د) ۳۵۰ تا $^{\circ}C$ ۵۰۰، پومپله‌ایت

۲. کدام مجموعه در درجات (گراد) ضعیفتر به‌وجود می‌آید؟

الف) مجموعه‌ای که کانیهای آن دانه‌ریز و بی‌آب باشد

ب) مجموعه‌ای که کانیهای دانه‌درشت آن آبدار باشد

ج) مجموعه‌ای که از کانیهای آبدار ساخته شده باشد

د) مجموعه‌ای که کانیهای آن از کربنات و بی‌آب ساخته شده باشد

۳. ایزوگراد عبارت است از خطوطی روی نقشه و از اتصال نقاطی به‌دست می‌آید که معرف .....

الف) ظهور یا ناپدید شدن کانیها (مجموعه‌ای از کانیها) است.

ب) رخساره‌های دگرگونی است.

ج) ترکیب سنگ مادر است.

د) جدا شدن اقسام دگرگونی در یک منطقهٔ معین است.

۴. سریهای گلوکوفان‌دار وینکلر معرف کدام یک از انواع دگرگونی زیر است؟

الف) انباشتی ب) مجاورتی

ج) ابوکوما د) بارو

۵. در نوارهای دوگانه، نوار سمت اقیانوس معرف کدام گزینه است؟

الف) دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم

ب) دگرگونی فشار کم ـ دمای زیاد

ج) دگرگونی فشار زیاد ـ دمای زیاد

د) دگرگونی فشار کم ـ دمای کم

۶. کدام یک از تعبیرهای زیر در مورد رخسارهٔ دگرگونی صادق است؟

الف) دریک رخسارهٔ دگرگونی ترکیب‌شیمیایی سنگ‌مادر متفاوت ولی شرایط ترمودینامیکی یکسان است.

ب) در یک رخسارهٔ دگرگونی ترکیب شیمیایی سنگ مادر یکسان ولی شرایط ترمودینامیکی متفاوت است.

ج) در یک رخسارهٔ دگرگونی هم ترکیب شیمیایی سنگ مادر و هم شرایط ترمودینامیکی یکسان است.

د) در یک رخسارهٔ دگرگونی ترکیب شیمیایی سنگ مادر و شرایط ترمودینامیکی متفاوت است.

۷. ترکیب کانی‌شناسی هر رخسارهٔ دگرگونی معین تابع کدام گزینه است؟

الف) درجه دما ب) ترکیب شیمیایی سنگ مادر

ج) فشار د) فشار و دما

۸. رخسارهٔ زئولیتی خاص کدام یک از دگرگونیهای زیر است؟
الف) دگرگونی انباشتی یا تدفینی ب) دگرگونی ناحیه‌ای
ج) دگرگونی مجاورتی د) دینامیکی
۹. رخسارهٔ سانیدینیت در کدام یک از دگرگونیهای زیر به‌وجود می‌آید؟
الف) دگرگونی انباشتی یا تدفینی ب) دگرگونی ناحیه‌ای
ج) دگرگونی مجاورتی د) دگرگونی دینامیکی
۱۰. بوکیت به‌کدام رخساره تعلق دارد و به چه علت؟
الف) سانیدینیت و به‌علت وجود بوکسیت
ب) سانیدینیت و به‌علت حضور شیشهٔ ناشی از ذوب
ج) زئولیتی و به‌علت وجود زئولیت
د) رخسارهٔ آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس به‌علت افزایش دما ولی فشار کم
۱۱. کانیهای عمدهٔ رخسارهٔ گلوکوفان شیست عبارت‌اند از:
الف) گلوکوفان + آکتینوت + پلاژیوکلاز
ب) گلوکوفان + لاوسونیت + هورنبلند
ج) گلوکوفان + لاوسونیت + ژادئیت
د) گلوکوفان + پلاژیوکلاز + کلسیت + ژادئیت
۱۲. از مهمترین اختصاصات رخسارهٔ آمفیبولیت وجود ...
الف) هورنبلند و پلاژیوکلاز است.
ب) آکتینوت، ترمولیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز است.
ج) وجود کانیهای بی‌آب است.
د) آلبیت، اپیدوت و آکتینوت است.
۱۳. این واکنش تعادلی معرف محو رخسارهٔ ... و پیدایش رخسارهٔ ... است.
۲ آب + ۲ کوارتز + انستاتیت $\rightleftharpoons$ آنتوفیلیت
الف) زئولیتی ـ پرهنیت ـ پومپله‌ایت
ب) پرهنیت ـ پومپله‌ایت ـ گلوکوفان ـ لاوسونیت
ج) گلوکوفان ـ لاوسونیت ـ آمفیبولیت
د) آمفیبولیت ـ گرانولیتی

۱۴. رخسارهٔ نوع ابوکوما معادل کدام یک از موارد زیر است؟

الف) دگرگونی فشار زیاد ـ دمای کم

ب) سری‌رخسارهٔ آندالوزیت ـ سیلیمانیت

ج) سری رخسارهٔ ژادئیت ـ گلوکوفان

د) سری رخسارهٔ دیستن ـ سیلیمانیت

فصل ششم

بافت، ساخت و فابریک سنگهای دگرگونی

مقدمه

ساده‌ترین راه برای نامگذاری سنگهای دگرگونی اضافه کردن پیشوند متا به‌نام سنگ رسوبی یا آذرین دگرگون‌شده است به‌شرط آنکه ساخت و بافت اولیهٔ سنگ را بتوان تشخیص داد. مانند متاریولیت که نشان‌دهندهٔ ریولیت دگرگون‌شده و متاگریواک معرف یک گریواک دگرگون‌شده است. حتی گاهی از اصطلاح متاسدیمنت یعنی رسوب دگرگون‌شده استفاده می‌شود. مسلماً درجهٔ دگرگونی این سنگها اندک و به‌صورتی است که توانسته‌ایم سنگ مادر را شناسایی کنیم.

گاهی برای مشخص کردن منشأ سنگ از پیشوند ارتو یا پارا استفاده می‌شود. پیشوند ارتو به مفهوم منشأ ماگمایی و پیشوند پارا تعیین‌کننده منشأ رسوبی سنگ دگرگون‌شده است. مثلاً ارتو آمفیبولیت، آمفیبولیتی را مشخص می‌کند که ممکن است از تغییر شکل هر سنگ ماگمایی مانند بازالت یا گابرو، آندزیت یا دیوریت به‌وجود آید، به‌شرط آنکه در شرایطی قرار گیرد که امکان تشکیل هورنبلند در آن فراهم باشد. به‌همین ترتیب، اصطلاح پارا گنیس، منشأ رسوبی یک گنیس را مشخص می‌کند.

بین پیشوند متا و پیشوند ارتو و پارا رابطه‌ای وجود ندارد. چنانکه اصطلاح متابازالت شامل سنگهای دگرگونی مختلف (مثلاً سنگهای گلوکوفان‌دار، شیست سبز، آلبیت ـ اپیدوت‌هورنفلس، آمفیبولیت، هورنبلند هورنفلس، پیروکسن هورنفلس، اکلوژیت) است که از دگرگونی یک بازالت ولی در شرایط متفاوت به‌وجود می‌آید.
گاهی هم برای نامیدن یک بلور دگرگون‌شده از اصطلاح متاکریست استفاده می‌شود.

با توضیحاتی که در بالا ذکر شد. در بسیاری از موارد لازم است نوع سنگ اولیه را

که به آن پروتولیت هم می‌گویند ـ مشخص کنیم. این امر به ۳ طریق میسر است: بافت، ترکیب شیمیایی و نوع کانیها.

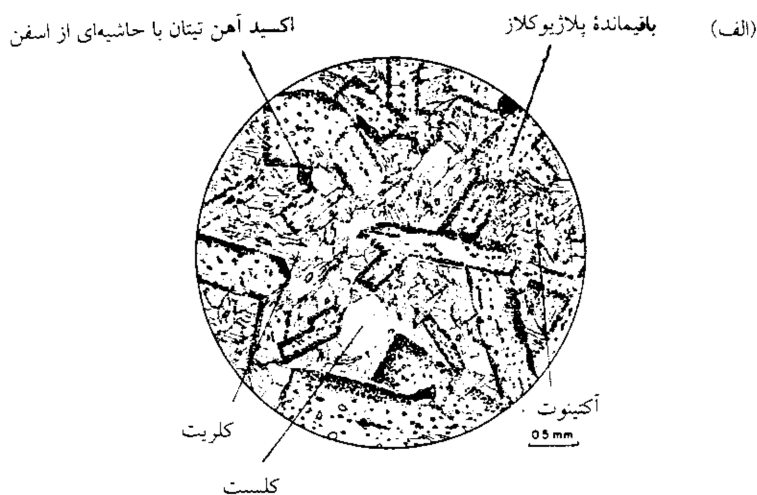
الف) بافت اولیهٔ سنگهای دگرگونی

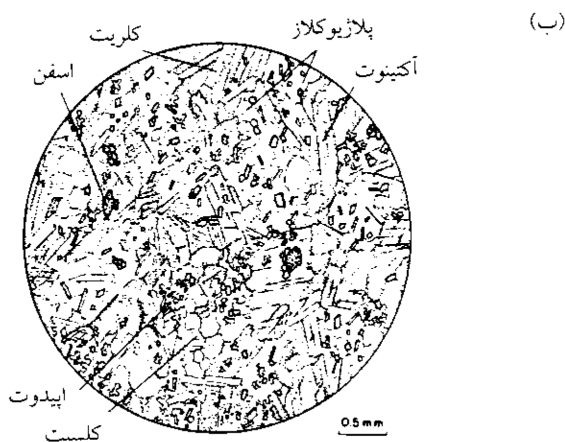
همان‌طور که قبلاً گفته شد، سنگهای دگرگون‌شده ممکن است منشأ رسوبی یا ماگمایی داشته باشد و حتی ممکن است خود یک سنگ دگرگونی قدیمی باشد. گاهی در این سنگها می‌توان آثار بافت و ترکیب اولیهٔ سنگ را مشخص ساخت و به این ترتیب به نوع سنگ والد پی برد.

بافت قدیمی یک سنگ دگرگون‌شده را ـ به‌خصوص هنگامی که سنگ تحت شرایط دگرگونی ضعیف قرار گرفته باشد ـ می‌توان تشخیص داد:

۱. اگر سنگهای آذرین تحت‌تأثیر دگرگونی درجات ضعیف قرار گیرند، کانیهای اولیهٔ آنها به مجموعه‌ای از کانیهای دانه‌ریزتر تبدیل می‌شوند که در حجم کانی اولیه پراکنده‌اند. بنابراین، حدود کانیهای سنگ اولیه تقریباً دست‌نخورده بر جا می‌ماند: مثلاً ممکن است بافت افیتی یک دیاباز تا اندازه‌ای محفوظ بماند ولی پلاژیوکلاز آن به مجموعه‌ای از اپیدوت + سریسیت + آلبیت تبدیل شود و پیروکسن هم به‌صورت مجموعه‌ای از آکتینوت + اسفن + کلریت در آید (شکل ۶-۱)، یا در آندزیتها، ممکن است آثاری از بافت پورفیری را ملاحظه کرد (شکل ۶-۲).

۲. در سنگهای رسوبی، چنانکه می‌دانیم. یکی از علل لایه‌بندی در سنگهای رسوبی، تغییر در ترکیب کانیهای آن است. در این حال، می‌توان با توجه به ظهور کانیهای جدید به لایه‌بندی اولیهٔ سنگ پی برد. در رسوبات کم دگرگون‌شده، آثار لایه‌بندی را می‌توان تشخیص داد و حتی وجود لایه‌بندی تدریجی و چینه‌بندی متقاطع را به اثبات رسانید (شکل ۶-۳ الف) . گاهی در یک سنگ تخریبی دگرگون‌شده می‌توان آثار بافت اولیه را حتی پس از دگرشکلی در سنگ مشاهده کرد (شکلهای ۶-۳ و ۶-۵). گاهی در درجات دگرگونی شدیدتر هم می‌توان بافت اولیهٔ یک سنگ دگرگون‌شده را تشخیص داد، مثلاً وجود قطعات دانه‌درشت در زمینه‌ای دانه‌ریزتر، نشانه‌ای از یک کنگلومرای دگرگون‌شده است (شکل ۶-۴). در بعضی موارد می‌توان منشأ پیلولاوایی یک سنگ دگرگون‌شده را آشکار ساخت. لازم به ذکر است که مقاومت سنگهای رسوبی در شرایط یکسان دگرگونی



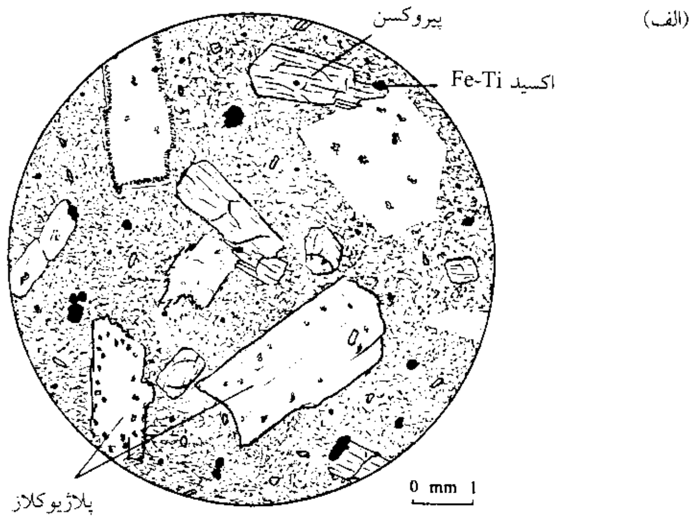


شکل ۶-۱ دگرگونی حرارتی فزاینده در یک دیاباز که تحت‌تأثیر فشار همه‌جانبه قرار گرفته باشد.

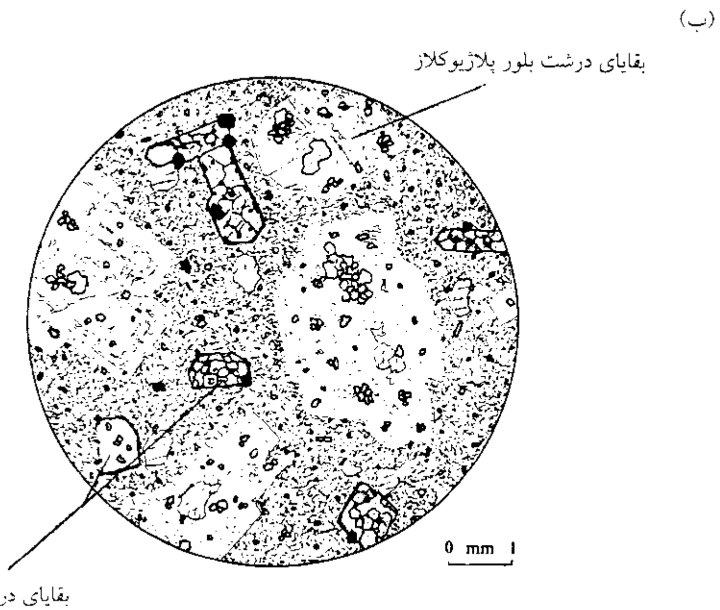
الف) دگرگونی درجه ضعیف دیاباز که بافت و کانیهای اولیهٔ آن را می‌توان تشخیص داد، زیرا ظهور و رشد کانیهای جدید، حد و شکل کانیهای قدیمی را تغییر نداده است. پیروکسنهای اولیه جهت‌یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند ولی حالت رشته‌ای پیدا کرده و به آکتینوت تبدیل شده‌اند. در آن کانیهای دانه‌ریز کلریت و اپیدوت هم دیده می‌شود. در حاشیهٔ بلورهای اکسید آهن نیز اسفن به‌وجود آمده است. قسمتی از پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار به اپیدوت و میکای سفید تبدیل شده و در قسمت سالم‌تر آن، آلبیت بیشتری وجود دارد.

ب) سنگ سبز که از دگرگونی شدیدتر همان دیاباز به‌وجود آمده ولی با رشد زیادتر کانیهای جدید، تشخیص حد و مرز کانیها مشکل شده است.

(الف)



(ب)



شکل ۶-۲ آثار و بقایای بافت و کانیهای اولیهٔ سنگ

الف) مقطع نازک یک آندزیت در زیر میکروسکوپ که در آن درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در خمیره‌ای دانه‌ریز از همین کانیها و اکسیدهای آهن ـ تیتان و شیشه‌ا دیده می‌شود.

ب) آندزیت دگرگون‌شده‌ای که بقایای بافت و کانیها را تا حدی در آن می‌توان تشخیص داد. این سنگ واجد کانیهای دگرگونی درجه ضعیف است.

متفاوت است، چنانکه لایهٔ ماسه سنگی به سختی و لایهٔ پلیتی به‌سهولت دگرگون می‌شود (شکل ۶-۳).

ب) ترکیب شیمیایی

ترکیب شیمیایی بیشتر سنگهای دگرگونی مشابه ترکیب شیمیایی سنگ اولیه‌ای است که از آن به‌وجود آمده‌اند. در این مورد باید وجود سازندگان فرار مانند آب، CO_2، O_2 و S را استثنا نمود. چنانکه قبلاً گفته شد، دگرگونی ممکن است ایزوشیمیایی باشد، مشروط بر آنکه عناصر سازندهٔ کانیها، تنها در مقیاس دانه‌ها حرکت کرده باشند. با وجود این، نمی‌توان با قاطعیت ترکیب شیمیایی سنگ اولیه را آشکار ساخت، زیرا در حالتی که به آن سیستم باز می‌گوییم ممکن است مقداری ماده به ترکیب سنگ اولیه اضافه یا از آن کم شده باشد.

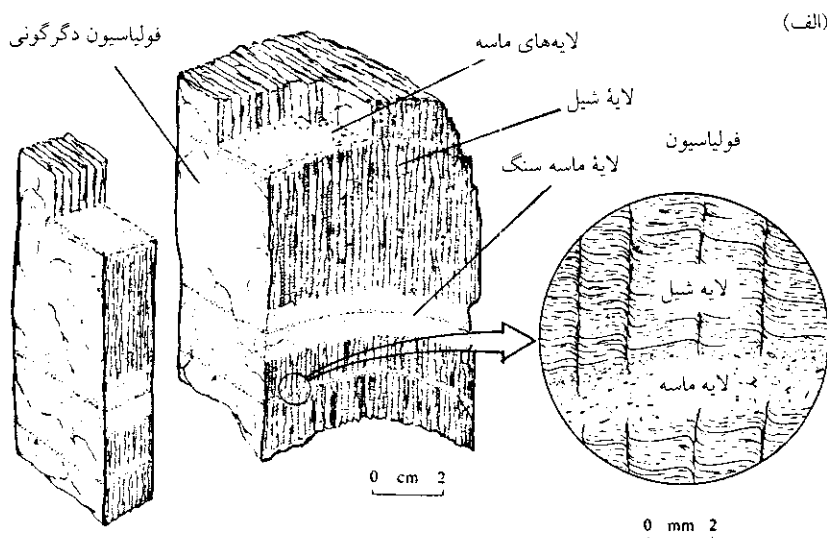
با توجه به آنکه، سنگهای دگرگونی ممکن است از ابتدا منشأ رسوبی یا آذرین و حتی دگرگون‌شدهٔ قدیمی باشد و در مواردی هم باید نقش متاسوماتیسم را در نظر داشته باشیم، بنابراین تعیین ترکیب شیمیایی سنگهای اولیه کار آسانی نیست. ولی در مواردی می‌توان تا اندازه‌ای ترکیب شیمیایی را مشخص کنیم چنانکه:

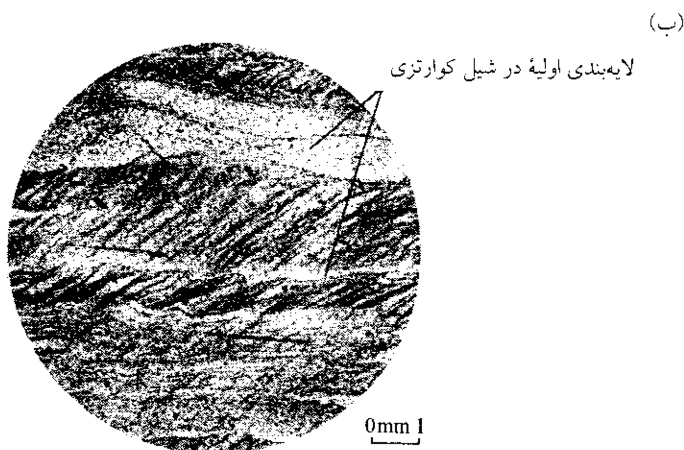
ـ سنگهای دگرگونی پلیتی که از دگرگون‌شدن شیلهای سرشار از رس به‌وجود آمده باشند غنی از آلومین‌اند که به‌صورت میکاها و سایر کانیهای آلومین‌دار (گرونا) در آنها یافت می‌شوند (شکلهای ۶-۴ و ۶-۷).

ـ سنگهای کالک سیلیکات نشان‌دهندهٔ دگرگونی سنگهای کربناتی رس‌دار یا کوارتزند، ولی ممکن است از متاسوماتیسم سنگهای کربناتی نیز چنین سنگی به‌وجود آید.

ـ سنگهای دگرگونی مافیک ممکن است از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک یا رسوباتی که در آنها مقادیر آهن ـ منیزیم و کلسیم نسبتاً فراوان به‌وجود آیند.

ـ نسبت Fe/Mg هر سنگ دگرگونی می‌تواند عاملی تعیین‌کننده باشد. در صورتی که یک سنگ منیزیم‌دار کاملاً سفیدرنگ باشد، احتمالاً منشأ آذرین ندارد. زیرا در سنگهای آذرین (حتی در پریدوتیت) همیشه مقداری آهن همراه منیزیم است. اگر سنگهای منیزیم‌دار دگرگون‌شده‌ای داشته باشیم که رنگ آن سفید باشد، نشانهٔ منشأ غیر آذرین سنگ دگرگونی است. در غیر این صورت، مقدار کمی آهن مانع ایجاد کانی سفیدرنگ در سنگ خواهد بود.





شکل ۶-۳ آثار لایه‌بندی در رسوباتی که تحت دگرگونی درجات ضعیف قرار گرفته است.

الف) آثار لایه‌بندی، که خود از تناوب ماسه‌سنگ و شیل به‌وجود آمده و مجموعاً تحت‌اثر دگرگونی قرار گرفته و در نتیجه واجد فولیاسیون شده است.

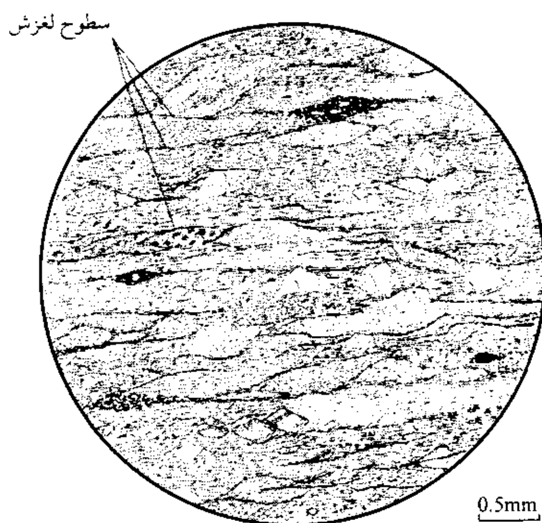
ب) عکس میکروسکوپی از یک شیل دگرگون‌شده که در آن لایه‌بندی اولیهٔ سنگ محفوظ مانده است. ورقه‌های میکا و کلریت در جهت تقریباً موازی با لایه‌بندی اولیه قرار دارند. چینهای کوچک در متن شکل، نشانهٔ دگرگونی دیگری است که فولیاسیون موربی نسبت به لایه‌بندی اصلی به‌وجود آورده است. توجه داشته باشید که در لایه‌های شیلی سرشار از کوارتز به‌علت وفور دانه‌های کوارتز، چینهای کوچک فوق ایجاد نشده است.



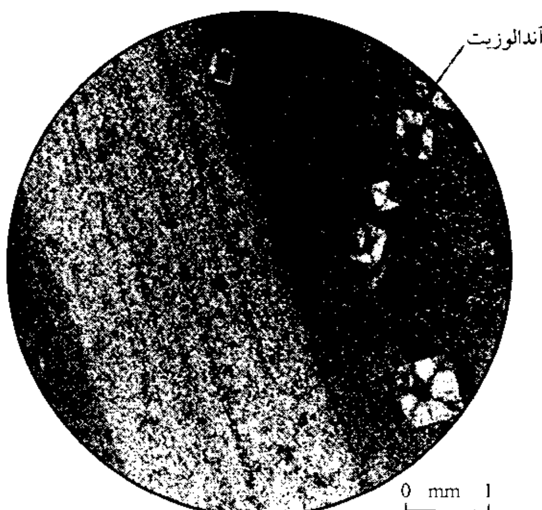
شکل ۶-۴ این شکل حد تماس بین دو لایهٔ پلیتی را در بالا و پسامیتی را در پایین نشان می‌دهد که تحت‌تأثیر شرایط دگرگونی یکسان قرار گرفته است. ولی در بخش پلیتی، پورفیروبلاست استروتید و گارنت حد رخسارهٔ آمفیبولیتی را نشان می‌دهد. ولی در بخش پسامیتی لایه‌بندی سنگ اولیه تا حدی حفظ شده و درعین حال، به‌رغم دگرگونی مشابه، سنگ دانه‌ریز است.



شکل ۶- ۵ یک لایهٔ کنگلومرایی که ابعاد قطعات سازندهٔ آن چند سانتی‌متر تا متر است تحت اثر دگرگونی قرار گرفته ولی با توجه به جورشدگی بد این قطعات، می‌توان منشأ آن را که نوعی کنگلومرای یخچالی (تیلیت) است مشخص کرد.



شکل ۶-۶ مناگری‌واک فولیاسیون‌دار که در آن بقایای تخریبی، به‌ویژه کوارتز، پس از تغییر شکل شدید، در سنگ دیده می‌شود. ابعاد دانه‌ها کوچکتر شده و در امتداد لایه‌ها قرار گرفته‌اند.



شکل ۶-۷ لایه‌بندی ظریف اولیه در سنگ پلیتی محفوظ مانده است. در بخش تیره، بلورهای آندالوزیت در زمینه‌ای دانه‌ریز متشکل از بیوتیت + موسکوویت + کلریت + کوارتز دیده می‌شود. بخش روشن دانه‌درشت‌تر، فاقد آندالوزیت است. این مسئله نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم در این قسمت برای تبلور آندالوزیت کافی نیست.

ج) کانیها

وجود هر یک از این کانیها نشانهٔ غیر آذرین بودن سنگ اولیه است: استروتید، کلریتویید، آندالوزیت، دیستن، سیلیمانیت، ولاستونیت.

اگر در سنگی دگرگونی مقدار کانیهای زیر از حد معینی تجاوز کند، نشانهٔ غیر آذرین بودن سنگ اولیه است:

اگر کوارتز بیش از ۵۰ درصد در سنگ موجود باشد.

اگر موسکوویت بیش از ۲۵ درصد موجود باشد.

اگر گرونای کلسیم‌دار بیش از ۲۵ درصد موجود باشد.

اگر کلسیت بیش از ۲۵ درصد در سنگ وجود داشته باشد (به‌استثنای کربناتیتها).

اگر کائولینیت، مونت‌موریونیت[1]، پیروفیلیت بیش از ۲۵ درصد در سنگ وجود داشته باشند.

بافت و ساخت در سنگهای دگرگونی

اهدافی که در مطالعهٔ میکروسکوپی سنگهای دگرگونی دنبال می‌کنیم باید شامل موارد زیر باشد:

۱. تعیین نوع سنگ قبل از دگرگونی،
۲. تعیین توالی حوادث دگرگونی که منجربه تشکیل بافت و ساخت در سنگ شده است،
۳. تعیین شرایط فشار ـ دما یا تعیین رخسارهٔ دگرگونی،
۴. نامگذاری سنگ.

ولی ابتدا باید با تعاریف بافت و ساخت و فابریک آشنا شویم:

کلمهٔ بافت در سنگ‌شناسی دگرگونی همان مفهومی را دارد که در سنگ‌شناسی آذرین. و عبارت است از درجهٔ تبلور، شکل و اندازهٔ دانه‌ها و رابطه‌ای که بین آنها در مقیاس میکروسکوپی وجود دارد.

ساخت

از این کلمه بیشتر در نمونه‌های دستی (در سنگ شناسی دگرگونی) استفاده می‌شود و در آن از ظاهر سنگ، مانند رابطهٔ بین مجموعهٔ کانیها، لایه‌بندی و ریزچینها، صحبت می‌شود.

---

1. montmorillonite

فابریک

این اصطلاح غالباً مترادف با ساخت به‌کار می‌رود و عبارت از بررسی شکل هندسی و ترکیب فضایی کانیهای سنگ دگرگونی است و در واقع شامل بافت و ساخت است. مثلاً، واژهٔ فولیاسیون عبارت از فابریک لایه‌لایهٔ سنگ است که گاهی شامل روی‌هم قرار گرفتن موازی کانیهای سازندهٔ سنگ در مقیاس میکروسکوپی و گاهی موازی قرار گرفتن لایه‌هایی از سنگ است که اولی شامل بافت و دومی شامل ساخت باشد.

اصولاً فابریک سنگهای دگرگونی تابع عوامل زیر است:

- فابریک سنگ اولیه،
- رشد و نمو بلورها در حالت جامد،
- فرایندهای تغییر شکل سنگها طی دگرگونی،
- نوع تنش (همه‌جانبه یا غیر همه‌جانبه)
- ترکیب کانی‌شناسی سنگ.

در فابریک سنگهای دگرگونی، حد و مرز کانیهای سازنده یا مجموعه‌ای از کانیها در سه جهت فضایی مورد توجه قرار می‌گیرد و در نتیجه می‌توان آنها را به دو دسته تقسیم کرد:

فابریک ایزوتوپ (همسان). این فابریک منظرهٔ مشخصی ندارد، ولی ابعاد کانیها در تمام جهات فضایی تقریباً یکسان است (شکل ۶-۸ الف). فشار جهت‌دار در ایجاد این فابریک نقشی ندارد. گاهی در مقیاس روی زمین یا نمونهٔ دستی آن را ساخت ماسیو (توده مانند) هم نامیده‌اند و می‌توان آن را فابریک گرانوبلاستی نیز نامید، به‌خصوص هنگامی که دانه‌های متساوی‌البعد به‌صورت موزائیک پهلوی هم قرار گرفته باشند و اگر کانی نامتساوی‌البعد مانند میکا در آن وجود داشته باشد به‌حالت اتفاقی در آن پراکنده است. این فابریک را می‌توان در هالهٔ توده‌های نفوذی (دگرگونی مجاورتی) مشاهده کرد.

فابریک انیزوتروپ (ناهمسان). این فابریک براثر فشار جهت‌دار و در نتیجهٔ جریان یافتن سنگ در حالت جامد حاصل می‌شود (شکل ۶-۸ ب و ج) و خاص سنگهایی مانند اسلیتها، میکاشیستها و گنیسها و ... است. اجتماع کانیهای طویل‌شده در سنگ به‌صورتی است که در مجموع جهت‌یافتگی خاصی در سنگ ظاهر می‌شود. فابریکهای انیزوتروپ را می‌توان به انواع صفحه‌ای، خطی و صفحه‌ای ـ خطی تقسیم کرد.

(ج) فابریک آنیزوتروپ(همسان)

صفحه ای یا فوله

خطی یا مخطط

فولیاسیون

لینه آسیون

(الف)

(ب)

جهت‌یافتگی بلورهای مختلف البعد

تجمعی از کانیهامافیک (شلیرن)

ترکیبی از خطی‌وصفحه ای

لایه لایه

شکل ۶-۸ الف و ب) فابریک ایزوتروپ (الف) و فابریک انیزوتروپی (ب) در مقیاس میکروسکوپی. می‌توان این دو شکل را فابریک کریستالوبلاستی نامید که هر بلور آن ایدیوبلاست است. شکل الف)، مثال کامل یک فابریک گرانوبلاستی را نیز شامل می‌شود. توجه داشته باشید که در محل اتصال سه کانی، سه زاویهٔ تقریباً ۱۲۰ درجه به‌وجود آمده است. (ج) اقسام فابریک انیزوتروپی در مقیاس نمونهٔ دستی: حد و مرز کانیها در جهات مختلف متفاوت است و مطابق شکل به سه دسته تقسیم می‌شوند: صفحه‌ای، خطی و خطی ـ صفحه‌ای

بلاست[1]. این اصطلاح ممکن است به‌صورت پیشوند یا پسوند به‌کار رود. پیشوند بلاست در سنگهای دگرگونی برای مشخص کردن بافت قدیمی سنگ والد به‌کار می‌رود. مثلاً بلاستوپورفیری عبارت از سنگ آذرینی است که بافت پورفیری داشته باشد و پس از دگرگونی، این بافت را در آن بتوان تشخیص داد.

اگر کلمهٔ بلاست به‌صورت پسوند به‌کار رود، معرف بافتی است که براثر دگرگونی در سنگ به‌وجود آمده است. مثلاً اصطلاح پورفیروبلاستی نشان‌دهندهٔ بافتی از سنگ دگرگونی است که درشت‌بلورها (پورفیرها) در زمینه‌ای دانه‌ریز قرار دارند و خود در نتیجهٔ دگرگونی به‌وجود آمده است. با این توضیحات و با استفاده از اصطلاحاتی که در سنگ‌شناسی آذرین می‌دانیم از واژه‌های زیر که معرف شکل کانیهای سنگ دگرگونی است می‌توان استفاده کرد.

کریستالوبلاست. بلور هر کانی است که در نتیجهٔ دگرگونی به‌وجود آمده باشد و خود شامل انواع زیر است:

ایدیوبلاستها یا *بلاستهای خودشکل*: عبارت است از بلاستها (بلورها)یی (در سنگهای دگرگونی) که شکل هندسی داشته باشند (شکل ۶-۸).

هیپیدیوبلاست یا *بلاستهای نیمه‌خودشکل*: عبارت است از بلاستهایی که در جهاتی فاقد شکل هندسی باشند.

گزنوبلاستها یا *بلاستهای فاقد شکل هندسی*: بلاستهایی‌اند که شکل هندسی خاصی در آنها دیده نمی‌شود.

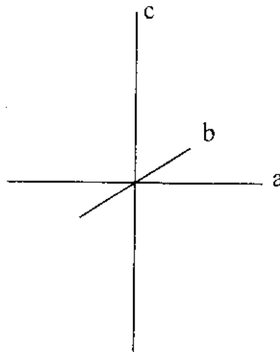
نماتوبلاستها یا *بلاستهای سوزنی شکل*: بلاستهای خودشکل یا نیمه‌خودشکلی‌اند که مانند سوزن طویل شده باشند.

کانیهای تشکیل‌دهندهٔ سنگهای دگرگونی در هر سیستمی که متبلور شده باشند سه‌بعد فضایی دارند و براساس آن می‌توان انواع بلورها را با اصطلاحات زیر مشخص ساخت:

منشوری. وقتی که یک بعد کانی از دو بعد دیگر آن بزرگتر باشد مثلاً امتداد c آن ۳ تا ۵ برابر امتداد a و b باشد (شکل ۶-۹).

سوزنی. شبیه منشوری است ولی اختلاف ابعاد فوق در آن خیلی زیادتر است. فراوانی کانیهای سوزنی و گاه منشوری موجب جهت‌یافتگی خطی در سنگ می‌شود که به آن نماتوبلاست هم گفته‌اند.

1. blast



شکل ۶-۹ محورهای فضایی در کانیها

تیغه‌ای. حالتی است که بلور سه بعد متفاوت دارد و یکی از ابعاد آن بزرگتر از دو بعد دیگر است.

صفحه‌ای. وقتی است که دو بعد بلور خیلی بزرگتر از بعد سوم آن باشد مثلاً در امتداد محور c کوچک ولی در جهات a و b رشد زیادتری دارد به‌نحوی که a و b در حدود ۳ تا ۱۰ برابر c باشند. فراوانی کانیهای صفحه‌ای (مانند میکا، تالک، کلریت، گرافیت) موجب جهت‌یافتگی موازی می‌شود که به آن فابریک لپیدوبلاستی می‌گویند.

عدسی. بلورها عدسی شکل‌اند، یعنی در وسط ضخیم‌تر و در کنارها نازکترند.

متساوی‌البعد. ابعاد بلور در جهات مختلف مساوی یا تقریباً مساوی است.

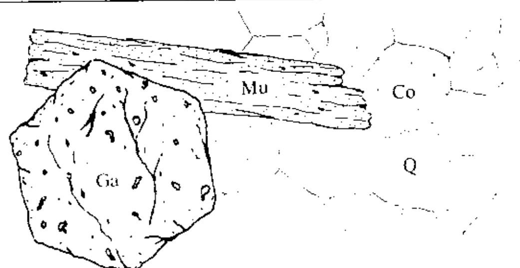
سریهای کریستالوبلاستی

چنانکه قبلاً ذکر شد، اصطلاح کریستالوبلاستی معرف بلورهایی است که در نتیجهٔ تبلور مجدد و رشد بلورها طی دگرگونی حاصل شده باشد. بنابراین می‌توان آن را در مورد بسیاری از سنگهای دگرگونی و حتی در مورد انواعی که با یا بدون جهت‌یافتگی برتر نیز باشند به‌کار برد و نشانهٔ رشد بلورها در حالت جامد است. همان‌طور که قبلاً گفتیم، اندازه و شکل هر بلور تابع انرژی سطحی و محل نسبی آن در سری کریستالوبلاستی است. سری کریستالوبلاستی معرف درجهٔ خودشکلی کانیهای یک سنگ دگرگونی است و به‌صورت زیر نوشته می‌شود (جدول ۶-۱) که در آن کانیهای سری بالا نسبت به کانیهای سری پایین میل بیشتر به خودشکلی (ایدیومورفی) از خود بروز می‌دهند (شکل ۶-۱۰).

به نظر می‌رسد هر قدر تعداد یون در یک کانی بیشتر باشد آن کانی به‌حالت خودشکلی نزدیکتر است. چنانکه ارتوسیلیکاتها که از نظر سازندگان یونی زیادتر و فاصلهٔ بین اتمی کمتری دارند در بالای سری قرار می‌گیرند، سپس سیلیکاتهای زنجیری و پس از آن انواع صفحه‌ای جای دارند. در آخر سری نیز سیلیکاتهایی دیده می‌شوند که دارای شبکهٔ یونی باز و از نوع سه‌بعدی‌اند.

جدول ۶-۱ سریهای کریستالوبلاستی

خودشکلی بیشتر ↑	- اسفن، روتیل، پیریت - گرونا، سیلیمانیت، استروتید، تورمالین - اپیدوت، مانیتیت، ایلمنیت - آندالوزیت، پیروکسن، آمفیبول - میکاها، دولومیت، دیستن (کیانیت) - کلسیت، ایدوکراز، اسکاپولیت
↓ خودشکلی کمتر	- پلاژیوکلاز، کوارتز، کوردیریت



شکل ۶-۱۰ رابطهٔ بین درجهٔ خودشکلی کانیها و موقعیت آنها در سری کریستالوبلاستی. دو کانی کوردیریت (Co) و کوارتز (Q) در یک ردیف از سری کریستالوبلاستی قرار دارند و هر دو به صورت کانی غیرخود شکل ولی متساوی البعد ظاهر می‌شوند. موسکوویت (Mu)، نسبت به این دو کانی، در ردیف بالاتر سریِ مذکور قرار دارد و نسبت به آنها خود شکل‌تر است و گرونا (Ga) ، در ردیف دوم جدول است و بنابراین در مقایسه با آنها خودشکل‌ترین است.

باید در نظر داشته باشیم که استثنائاتی هم در این قانون دیده می‌شود. مثلاً، اسفن در شیستهای کلریت‌دار معمولاً به‌صورت دانه‌های کروی دیده می‌شود در صورتی که محل آن در ابتدای سری کریستالوبلاستی است.

به کمک سریها، کریستالوبلاستی می‌توان منشأ بعضی از سنگها را به‌دست آورد. مثلاً اگر سنگی فقط از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل یافته باشد و پلاژیوکلاز آن

خودشکل باشد، آنگاه این سنگ منشأ آذرین داشته و باید آن را گابرو یا دیوریت هوازده در نظر گرفت نه سنگ دگرگونی از نوع آمفیبولیت. (چرا؟)

اقسام فابریکهای دگرگونی

فابریکهای دگرگونی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد:

الف) سنگهای بدون جهت‌یافتگی برتر

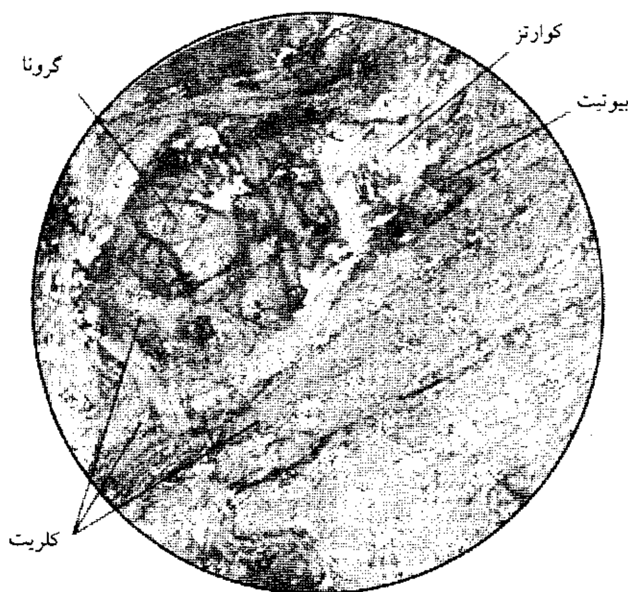
این فابریک عموماً در سنگهایی که از تک کانی تشکیل شده باشند دیده می‌شود. مانند مرمر، کوارتزیت، دونیتهای دگرگون‌شده و یخ یخچالهای طبیعی، در این حالت با توجه به انرژی سطحی یکسان در بلورها، ابعاد دانه‌ها یک اندازه است. گاهی ممکن است در بلورها جهت‌یافتگی خاصی دیده شود (مانند حالت ب در شکل ۶-۸). چنانکه خواهیم دید در بسیاری از مرمرها به‌علت حرکت سنگ در حالت جامد بلورهای کلسیت به‌طور بخشی خرد می‌شود و در زیر میکروسکوپ ظاهری طویل شده دارند (شکل ۷-۱۷). اقسام مهم این فابریک عبارت‌اند از:

۱. **فابریک موزائیکی.** در زیر میکروسکوپ همانند موزاییکهایی است که در کنار هم چیده شده باشند. فاصلهٔ بین دانه‌ها در این فابریک مساوی و دانه‌ها متساوی‌البعد و مرز بین آنها مستقیم‌الخط است (شکل ۶-۸ الف) یا کمی انحناء دارد. این فابریک را گرانوبلاستی هم می‌گویند.

۲. **فابریک درهم رفته یا مضرّسی.** عبارت از فابریکی متشکل از دانه‌های مساوی هم و متساوی‌البعد و گاهی عدسی است. مرز دانه‌های مجاور غیرمنظم و مضرّسی و درهم رفته‌اند.

۳. **فابریک کریستالوبلاستی.** فابریکی از یک سنگ دگرگونی تجدید تبلور یافته است (شکل ۶-۸ الف و ب).

۴. **فابریک پورفیروبلاستی.** در بعضی از سنگهای دگرگونی، بلورهای بزرگ (یعنی پورفیروبلاست یا متاکریست) درزمینه‌ای از کانیهای کوچکتر و دانه‌ریزتر قرار دارند. کانیهایی که عموماً به‌حالت پورفیروبلاست دیده می‌شوند عبارت‌اند از گرونا (شکل ۲-۱۳ و ۶-۱۱)، دیستن (کیانیت)، استروتید، آندالوزیت، کوردیریت. آلبیت، این امر به شبکهٔ تبلور این کانیها و انرژی سطحی زیاد آنها نسبت به کانیهای مجاور وابسته است.



شکل ۶-۱۱ متاکریستهای (پوفیروبلاستهای) گرونا در یک میکاشیست پلیتی در زمینه‌ای از کوارتز + بیوتیت + کلریت. قسمتی از بلور گرونا به کلریت تبدیل شده است.

۵. فابریک پوئی‌کیلوبلاستی. گاهی در داخل پورفیروبلاستها، انکلوزیونهایی از کانیهایی کوچکتر دیده می‌شود (شکل ۲-۱۴). در این حالت تصور می‌شود که بلور درشت، در محیط ریزبلورها رشد کرده و نتوانسته است آنها را در خود هضم نماید و در نتیجه آن را در خود وارد نموده است (شکل ۲-۱۳). گاهی ممکن است انکلوزیونهای مزبور قبل از آغاز دگرگونی در کانی درشت‌تر وجود داشته باشد. در بعضی حالات، انکلوزیونها ممکن است از دگرسانی کانی اصلی به‌وجود آید مانند سریسیتی شدن فلدسپارها یا کلریتی‌شدهٔ گروناها که در حالت اخیر اصطلاح پوئی‌کیلوبلاست را نباید به‌کار گرفت.

ب) سنگهای دارای جهت‌یافتگی برتر و مشخص

در بسیاری از سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، جهت‌یافتگی برتر وجود دارد. یعنی کلیهٔ بلورها تقریباً در امتداد فابریک سنگ به‌طور موازی قرار می‌گیرند و کم و بیش با هم موازی‌اند. جهت‌یافتگی بلورها ممکن است به دو صورت صفحه‌ای (در امتداد یک

صفحهٔ کم و بیش موازی) و خطی (در امتداد خطوط کم و بیش موازی) دیده شود.

۱. جهت‌یافتگی یا فابریک صفحه‌ای

جهت‌یافتگی صفحه‌ای را شیستوزیته یا فولیاسیون می‌گویند و عبارت از ساخت صفحه‌ای موازی در سنگهای دگرگونی است که موجب تورق نسبتاً آسان سنگ در همین امتداد می‌شود. در بیشتر سنگهایی که براثر دگرگونی دینامیکی یا ناحیه‌ای تغییر شکل یافته باشند، می‌توان شیستوزیته را رؤیت کرد. می‌توان کلیواژ (تورق) اسلیتی در اسلیتها و تورق صفحه‌ای در میکاشیستها و فولیاسیون نامنظم در شیستهای کوارتز و فلدسپاردار را که گاهی به آن ساخت گنیسی هم می‌گویند جزء شیستوزیته محسوب کرد. بعضی از سنگ‌شناسان اروپایی شیستوزیته را «سطوح s» هم نامیده‌اند که باید در به‌کارگیری آن دقت نمود، زیرا این اصطلاح در مورد هر سنگی (دگرگونی و غیر آن) که دارای سطوح موازی و صفحه‌ای باشد (مثلاً کلیواژ) به‌کار برده می‌شود. حالات مختلف جهت‌یافتگی صفحه‌ای عبارت‌اند از:

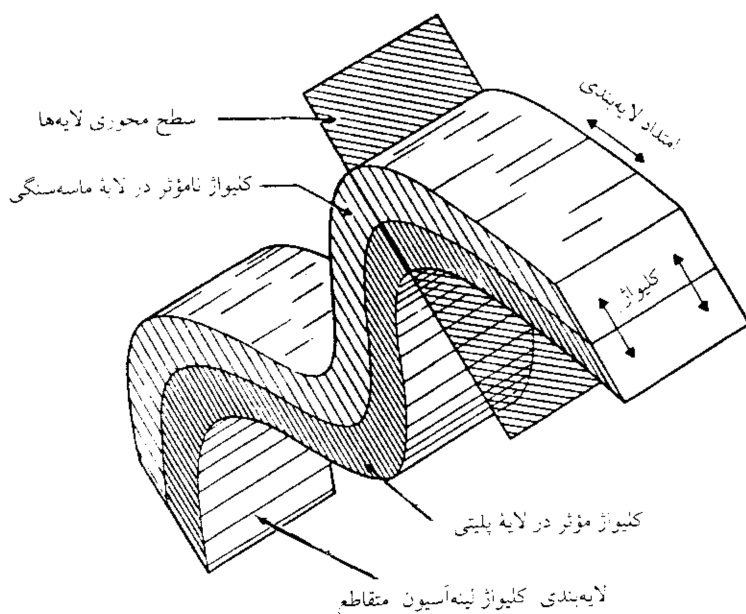
کلیواژ عبارت از سطوح موازی شکستگی نزدیک به هم در یک سنگ دگرگونی دانه‌ریز است و خود حالات مختلف دارد:

کلیواژ شکستگی یا کلیواژ درزه‌ای. سنگ در نتیجهٔ لغزش مکانیکی به‌صورت ورقه‌های ظریف درمی‌آید. در این حالت توازی کانیها وجود ندارد و تنها شکستگیهای بسیار ریز و به‌هم‌فشرده موجب تورّق سنگ شده است، مانند حالتی که در میلونیتها دیده می‌شود.

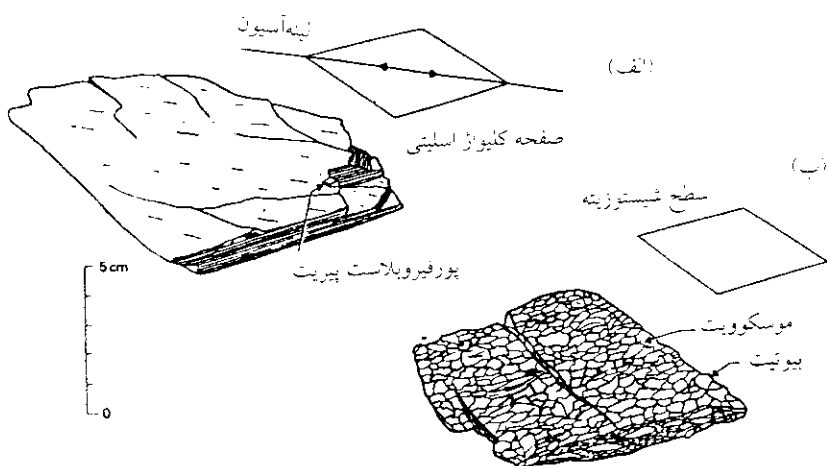
کلیواژ اسلیتی. این کلیواژ در سنگهای آفانیتی بروز می‌کند و به‌علت قرار گرفتن کانیهای ورقه‌ای به‌موازات سطح کلیواژ، جلای خاصی در این سطح به‌وجود می‌آید. این کلیواژ نیز در نتیجهٔ عوامل مکانیکی در سنگهای دگرگونی ظاهر می‌شود.

در سنگهای رسوبی چین‌خورده، فولیاسیون یا شیستوزیته با سطح محوری چینها و لینه‌آسیون کانیها نیز با محور این چینها تطبیق می‌کند (شکل ۶-۱۲).

کلیواژ جریانی. در واقع باید آن را کلیواژ اسلیتی نامید و تفاوت آن با کلیواژ اسلیتی تورّق آسانتر در امتداد سطوح کلیواژ است. به‌علاوه، می‌توان توازی کانیهای میکایی را با چشم غیرمسلح هم دید که نشان‌دهندهٔ پهن‌شدگی کانیهای سنگ در سطح تورّق است. به دو کلیواژ اخیر، کلیواژ قبل از تبلور هم می‌گویند.



شکل ۶-۱۲. تفاوت بین لایه‌بندی رسوبی و کلیواژ در یک اسلیت. اگر درحین چین‌خوردگی رسوبات، کلیواژ اسلیتی به‌وجود آید، کلیواژ اسلیتی مطابق طرح فوق معمولاً با سطح محوری چین موازی و هم‌جهت است. چنانکه در شکل بالا ملاحظه می‌کنیم کلیواژ در لایهٔ پلیتی به‌مراتب ظریفتر و مؤثرتر از لایهٔ ماسه‌سنگی است. این شکل را با شکل ۶-۴ مقایسه کنید.



شکل ۶-۱۳ تفاوت بین کلیواژ اسلیتی (الف) و شیستوزیته با توجه به ظاهر سنگ. در شکل (الف) خط‌چین، لینه‌آسیون را هم نشان می‌دهد. در شکل (ب) کانیها درست‌تر و قابل تشخیص‌اند.

کلیواژ خطی. کلیواژی است که در نتیجهٔ آن سنگ به‌صورت بخشهای قطعات باریک ولی طویل ظاهر می‌شود (لینه‌آسیون). علت ایجاد آن نیز تقاطع دو امتداد کلیواژ (شکل ۶-۲۳) یا تقاطع یا یک امتداد کلیواژ با یک سطح لایه‌بندی است یا ممکن است از توازی کانیهای سوزنی به‌وجود آید (شکل ۶-۲۴).

شیستوزیته یا فابریک شیستی. همان‌طور که در بالا ذکرشد، شیستوزیته ساختی از سنگ است که خردشدن و شکستن در آن به‌صورت ورقه‌ها و صفحات موازی به‌آسانی انجام می‌شود. این عمل اصولاً در نتیجه عملکرد فشارهای جهت‌دار انجام می‌گیرد. به استثنای کلیواژ خطی یا لینه‌آسیون، کلیهٔ حالاتی که پیشتر دربارهٔ کلیواژ بیان کردیم شیستوزیته بود، ولی اصولاً این کلمه را در مورد شیستها به‌کار می‌برند و آن عبارت از فابریک صفحه‌ای‌شکلی است که در سنگهای فانریتی (یعنی انواعی که کانیهایی آن را با چشم غیرمسلح می‌توان رؤیت کرد) در نتیجهٔ توازی کانیهای صفحه‌ای، منشوری یا عدسی‌شکل ایجاد می‌شود. در این سنگها، کانیهای ورقه‌ای مانند میکاها، کلریتها، تالک، گرافیت، هماتیت و ... به‌صورت موازی قرار می‌گیرند و در نتیجهٔ شیستوزیته به‌وجود می‌آیند.

فولیاسیون. اصطلاح فولیاسیون را در بیشتر موارد معادل شیستوزیته به‌کار می‌برند، ولی اصولاً هنگامی که از اصطلاح فولیاسیون استفاده می‌شود منظور نوعی شیستوزیته جریانی است که افزایش دما با تبلور مجدد کانیها همزمان باشد. در این حالت، کانیهای جهت‌یافته‌ای به‌وجود می‌آید که غالباً در امتداد سطوح بزرگ خود در جهت شیستوزیته قرار می‌گیرند. بنابراین، سنگ از نظم ورقه‌های متناوب کانیها برخوردار است و اصطلاح بلور لایه نیز همین مفهوم را دربردارد. بنابراین دست‌کم با کلیواژ شکستگی متفاوت است.

می‌دانیم که شیستوزیته تابع شرایط فشار و دما است. بنابراین، در یک منطقهٔ دگرگون‌شده می‌توان کلیواژ شکستگی را در بخشهای فوقانی، شیستوزیته یا کلیواژ جریانی را در قسمتهای میانی و فولیاسیون را در قسمتهای عمیق‌تر ملاحظه کرد. باید توجه داشته باشیم که پیدایش شیستوزیته جریانی (به‌عبارت دیگر شروع جریان) در سنگهای مختلف متفاوت است. بنابراین، اگر لایه‌هایی از رسوبات روی‌هم قرار داشته باشند و تحت‌تأثیر عوامل تکتونیکی تقریباً مشابه قرار گیرند ممکن است بعضی

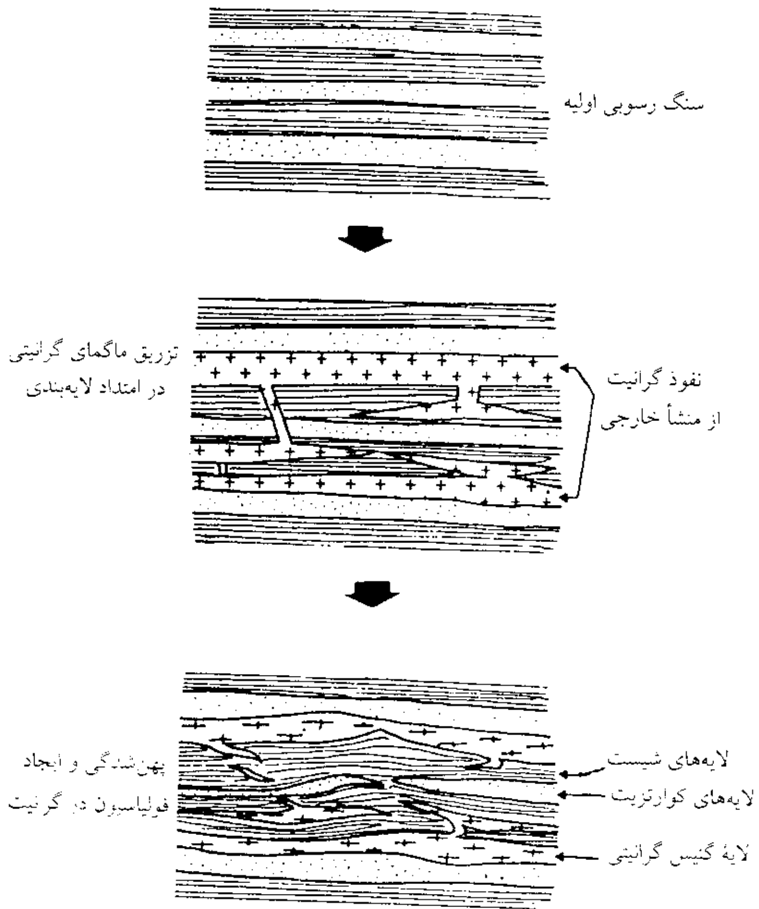
شیستوزیته نداشته باشند (ماسه‌سنگها) و بعضی ممکن است دارای شیستوزیته جریانی باشند (مانند رسوبات پلیتی).

۲. فابریک نواری

سنگ در این فابریک به‌صورت نوارهای موازی ظاهر می‌شود و ترکیب کانیهای هر نوار نسبت به نوار مجاور متفاوت است. این عمل ممکن است در نتیجهٔ تفریق دگرگونی، رشد بلورهای دانه‌ای، اختلاف در ترکیب لایه‌های سنگ مادر باشد و انواع آن عبارت‌اند از:

فابریک گنیسی. نوعی فابریک نواری است که از نوارهای متناوب روشن و تیره‌رنگ تشکیل شده باشد. این سنگها دانه‌درشت‌اند و در نمونهٔ دستی و مقاطع میکروسکوپی به‌آسانی تشخیص داده می‌شوند. نوارهای روشن معمولاً از کانیهای کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند و فابریک موزائیکی دارند. در صورتی که نوارهای تیره ممکن است از نوع پیروکسن (در گنیسهای پیروکسن‌دار)، آمفیبول یا میکا (در گنیس معمولی) باشد. ضخامت نوارها متغیر است و ممکن است در حد میلی‌متر تا حد متر یا بیشتر باشد. فرضیه‌های مختلفی دربارهٔ نوارهای گنیسی و نحوهٔ تشکیل آنها ابراز شده که اهم آنها عبارت‌اند از:

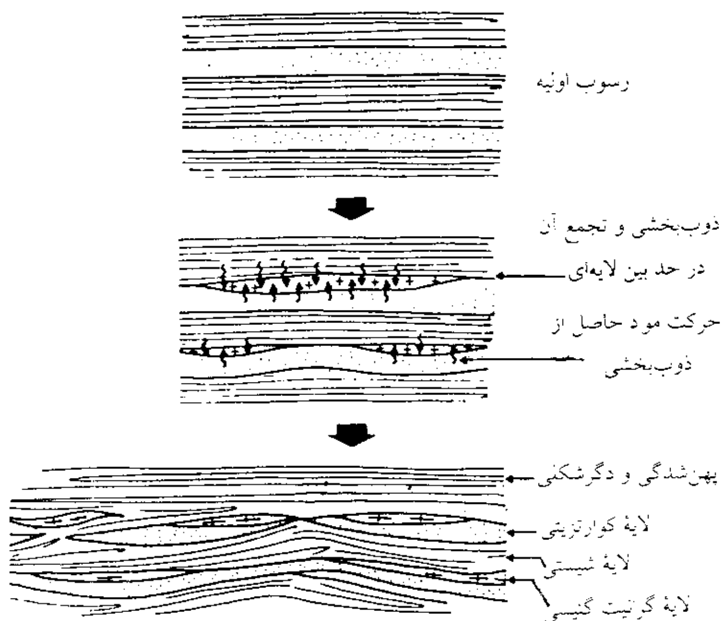
- بعضی آن را نتیجهٔ لایه‌بندی اولیهٔ سنگ تصور می‌کنند (مثلاً لایه‌بندی در سنگهای رسوبی یا انواع آذرین لایه‌لایه) تحت‌تأثیر درجهٔ دگرگونی شدید قرار گرفته باشد.
- بعضی وجود آن را به تزریق لایه‌های نازک ماگمای گرانیتی مربوط می‌دانند که در داخل سطوح شیستوزیته تزریق شده است (شکل ۶-۱۴). گنیسی که به این طریق به‌وجود می‌آید گنیس تزریقی نامیده می‌شود.
- در فرضیه‌ای دیگر تصور می‌شود که لایهٔ گرانیتی از ماگما تزریق نشده، بلکه از ذوب‌بخشی رسوبات به‌وجود آمده است (شکل ۶-۱۵). اصولاً لایه‌های سرشار از کوارتز و فلدسپار زودتر از لایه‌های میکا وارد ذوب می‌شود. این امر ممکن است به‌وجود آب بین لایه‌ای در ارتباط باشد که موجب سهولت عمل ذوب می‌گردد. (در این حالت باید تصور کرد که آب بین لایه‌ای، براثر گرما ابتدا بخار می‌شود و فشار بخاری به‌وجود می‌آورد که در ذوب لایه‌های کوارتز و فلدسپار بی‌آب مؤثر است). این قبیل سنگها در حد دگرگونی درجهٔ شدید به‌وجود می‌آیند که میگماتیت حالتی از آن است.



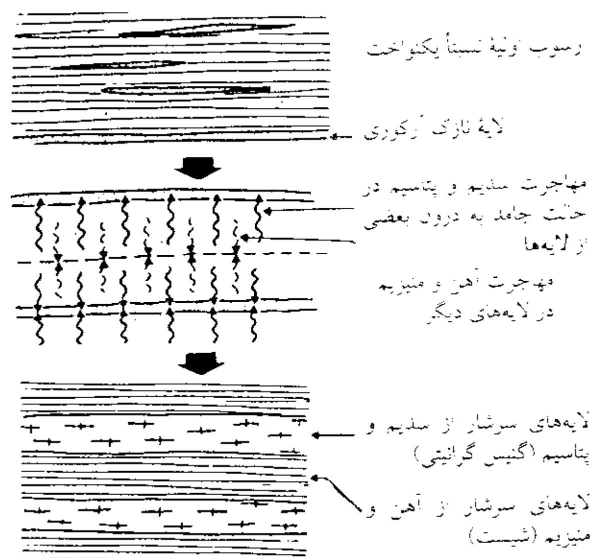
شکل ۶-۱۴ مراحل متوالی تشکیل گنیسهای نواری براثر تزریق ماگمای گرانیتی.

ـ به‌عقیدهٔ برخی دیگر، حالت نواری ممکن است به مهاجرت بعضی از ترکیبات طیّ دگرگونی مربوط باشد مثلاً یونهای پتاسیم، سدیم و سیلیسیم ممکن است به داخل لایه‌ها وارد شود و آنها را به فلدسپار تبدیل کند و آهن و منیزیم وارد لایه‌هایی می‌شود که سرشار از کانیهای تیره است. این سازوکار شیمیایی را «تفریق دگرگونی» می‌گویند که مراحل آن در شکل ۶-۱۶ نشان داده شده است.

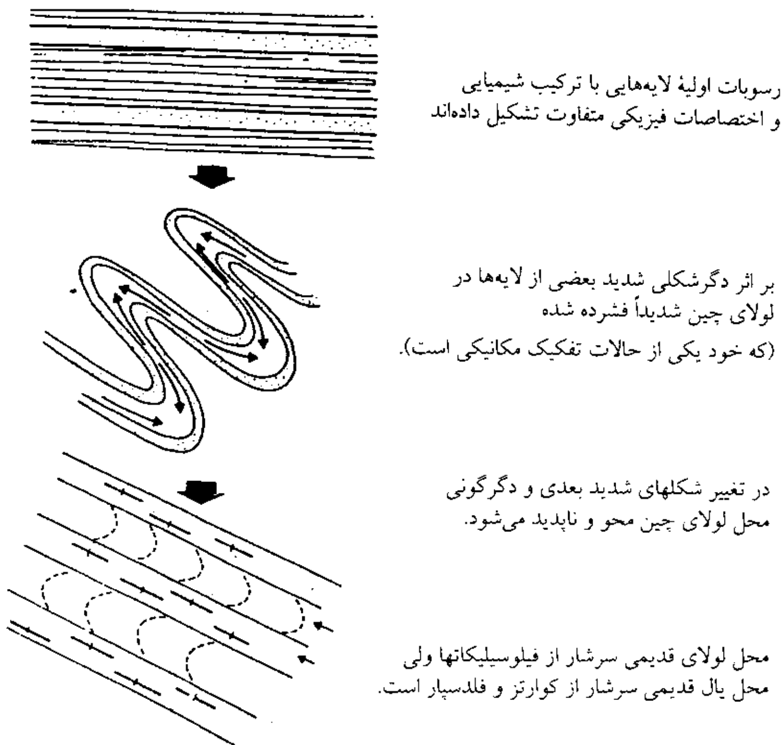
ـ نوعی دیگر از گنیس نواری براثر تفریق مکانیکی و مطابق شکل ۶-۱۷، در هنگام دگرشکلی شدید لایه‌های رسوبی و تفکیک کانیها انجام می‌شود. باید خاطرنشان کرد که در بسیاری از حالات، منشأ نوارهای گنیسی را نمی‌توان با قاطعیت مشخص کرد.



شکل ۶-۱۵ مراحل تشکیل گنیسهای نواری براثر ذوب‌بخشی و بر جای سنگ



شکل ۶-۱۶ مراحل متوالی تشکیل گنیسهای نواری براثر تفریق دگرگونی



شکل ۶-۱۷ مراحل متوالی تشکیل گنیسهای نواری براثر تفکیک مکانیکی طی چین‌خوردگیهای ایزوکلینال

۳. فابریکهای حاصل از خردشدگی در نتیجهٔ عملکرد دگرگونی دینامیکی

هنگامی که سنگ تحت تغییر شکل ناشی از تنش قرار گیرد کانیهای سازنده ممکن است به‌طریق شکننده که منجربه ایجاد شکستگی در سنگ می‌شود یا به‌طریق شکل‌پذیر تغییر شکل یابد (فصل دوم). وانگهی مقاومت تمام کانیها در تغییر شکل یکسان نیست و به‌همین دلیل، تغییر شکل کانیها به‌طور همزمان انجام نمی‌شود. حالات مختلف این فابریک عبارت‌اند از:

فابریک میلونیتی. سنگ از اجتماع قطعات دانه‌ریزی تشکیل‌شده که خود در نتیجهٔ خردشدن مکانیکی سنگها ـ بدون آنکه تبلور مجدد در کانیهای اولیهٔ آن صورت گیرد ـ به‌وجود آمده است. معمولاً قطعات خردشده در نوعی سیمان بسیار دانه‌ریز به‌هم متصل‌اند (شکل ۶-۱۸). اگر دانه‌های سنگ نامساوی باشد، در این صورت عموماً دو نوع دانه‌های درشت و ریز با هم دیده می‌شوند، این حالت ممکن است یا در نتیجهٔ تبلور مجدد سنگهایی به‌وجود آید که از دو یا چند کانی متفاوت تشکیل شده یا در نتیجهٔ

خردشدن مکانیکی ناقص سنگهاست که در پیدایش قطعات دانه‌درشت در زمینهٔ دانه‌ریز مؤثر بوده است. در این حالت به آن بافت ساروجی می‌گویند (شکل ۷-۱۳).

فابریک چشمی. این فابریک که در گنیسها و سنگهای دگرگونی فولیاسیون‌دار دیده می‌شود فابریکی است که در آن بعضی کانیها نظیر فلدسپار، کوارتز یا گرونا به‌صورت اشکال عدسی‌مانند (یا بیضی) درمی‌آید و در مقاطع شبیه چشم است. چشمها معمولاً نسبت به دانه‌بندی سنگ درشت‌تر است و به‌صورت موازی درون کانیهای جهت‌یافتهٔ دانه‌ریز قرار دارند (شکل ۶-۲۰).

فابریک کاتاکلاستی. نوعی فابریک میلونیتی است که در نتیجهٔ خردشدگی طی دگرگونی دینامیکی به‌وجود می‌آید و در بیشتر موارد بدون جهت‌یافتگی برتر است. اگر در چنین سنگهایی درشت‌بلورها (پورفیرها)ی خردشده در متن دانه‌ریز قرار داشته باشند، آن بلورها را پورفیروکلاست می‌نامند (شکل ۶-۱۹).

فابریک فلیزر. این فابریک نیز در سنگهایی دیده می‌شود که تحت‌تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته باشند. در این حالت به‌علت جریان یافتن سنگ توده‌های عدسی شکل یا لایهٔ اولیه یا کانیهای دانه‌ای نسبتاً سالم سنگ در خمیره‌ای از قطعات شدیداً خردشده محاصره می‌شود. قطعات درشت را چشمهای کلاستی و مجموعه را فابریک فلیزر می‌گویند (شکل ۶-۲۱). تفاوت آن با فابریک چشمی (شکل ۶-۲۰) در آن است که در فلیزر سیمان و قطعه بلورهای درشت از نوع کلاستی است، زیرا اگر مادهٔ سیمان از جنس کلاست باشد چشمها نیز از نوع کلاستی خواهند بود. خاطرنشان می‌کنیم که مراحل حد واسطی بین فابریک کاتاکلاستی و فلیزر وجود دارد.

ساخت بودین[1] یا فابریک سوسیسی. این اصطلاح به فابریکی اطلاق می‌شود که ستونهای موازی با مقاطع عدسی‌شکل (که معمولاً به‌هم‌پیوستگی مختصری دارند) در سنگ ظاهر شود. این فابریک وقتی به‌وجود می‌آید که سنگی مقاوم در داخل طبقات نامقاوم قرار گیرد و مجموعاً تحت‌تأثیر نیروهای کششی واقع شود.

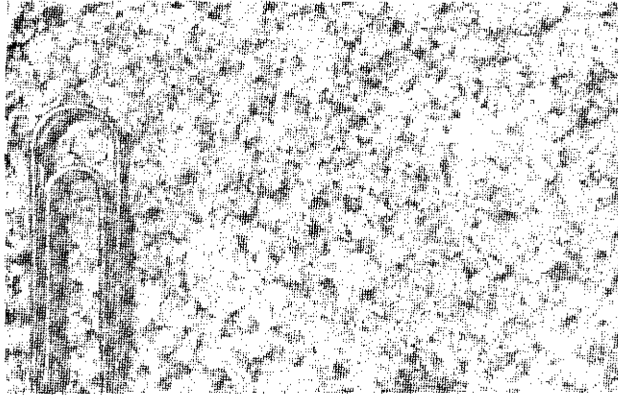
۴. لینه‌آسیون[2]

در حالت کلی، لینه‌آسیون یک واژهٔ توصیفی و برای هر نوع ساخت خطی در درون یا

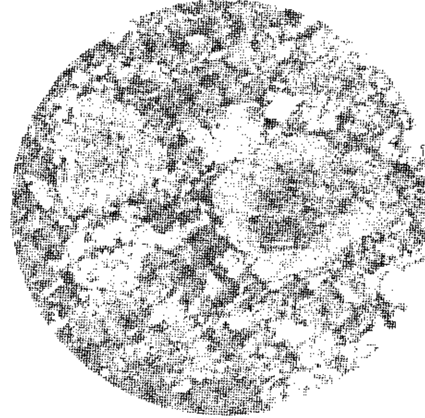
1. boudinage
2. lineation

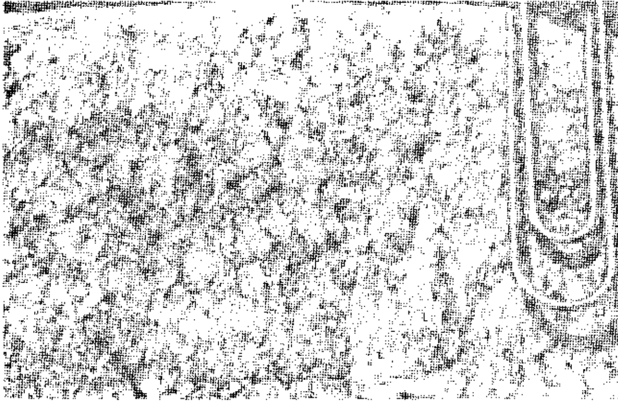
(الف)





(ب)





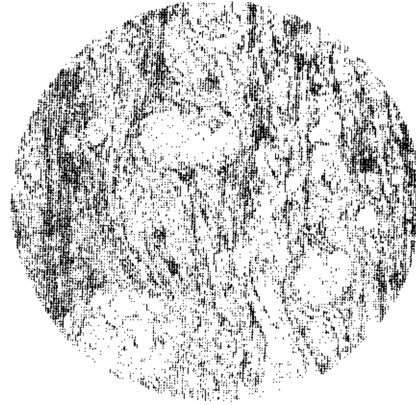
شکل ۶-۱۸ مراحل مختلف میلونیتی شدن یک سنگ گرانیتی

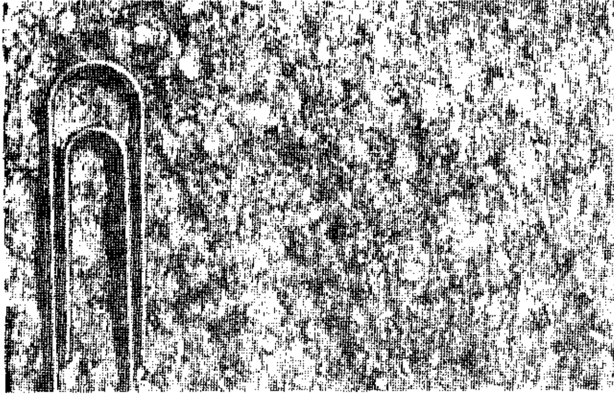
الف) سنگ گرانیت اولیه در سمت راست و مقطع میکروسکوپی آن در سمت چپ دیده می‌شود.

ب) نمونهٔ دستی یک میلونیت که در آن خطواره‌های موازی به‌وجود آمده است. در مقطع میکروسکوپی این نمونه، آثار دگرشکلی در خمیرهٔ دانه‌ریز و حواشی بلورهای دانه‌درشت به‌وضوح دیده می‌شود.

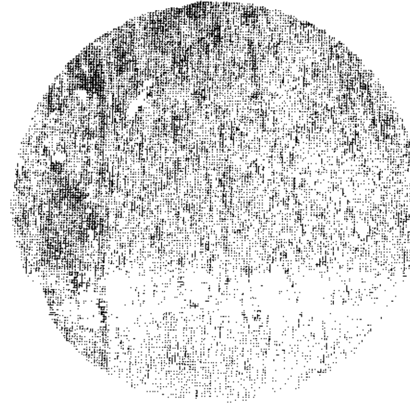
ادامهٔ شکل ۶-۸

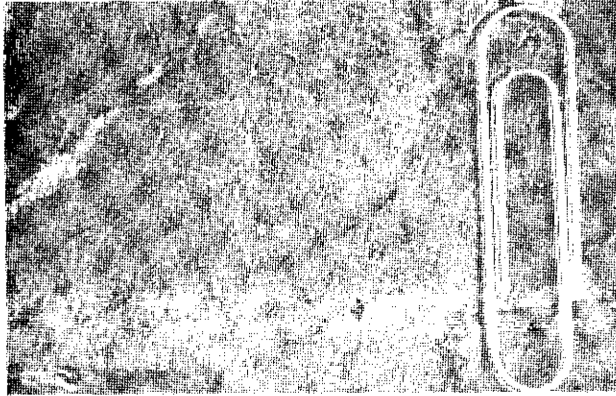
(ج)





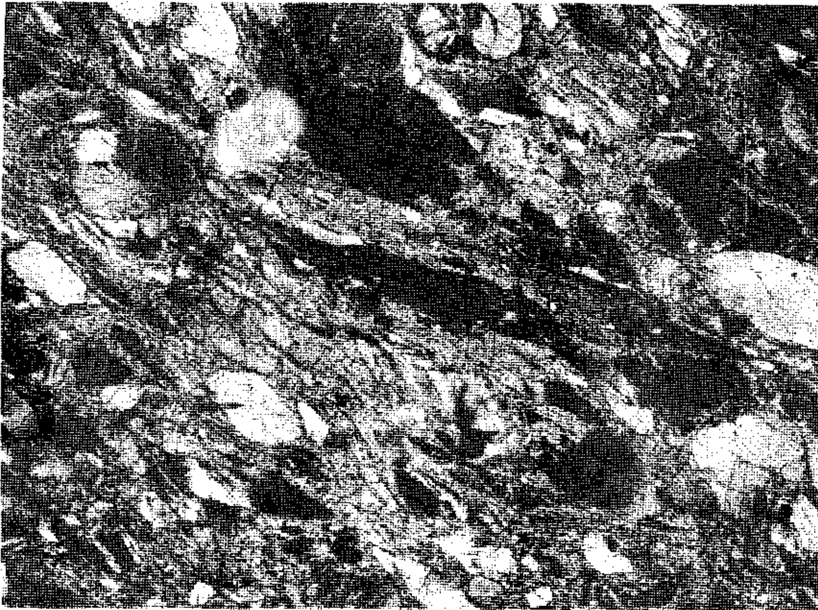
(د)



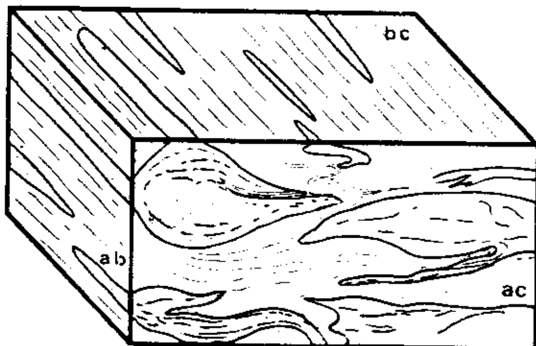


ج) دگرشکلی شدیدتر در یک میلونیت دانه‌ریز که در آن فلدسپار دانه‌درشت هم وجود دارد.

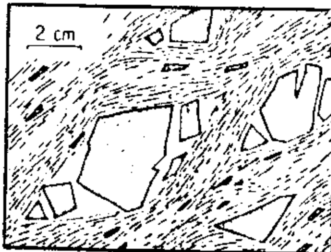
د) میلونیت بسیار دانه‌ریز و یکنواخت که در نمونهٔ دستی شبیه اسلیت است. به کمک چند دانه کوچک باقیمانده‌ای که در مقطع نازک دیده می‌شود می‌توان به جریان‌یافتگی خمیری آن پی برد.



شکل ۶-۱۹ پریدوتیت میلونیتی شده ـ پورفیروکلاست اولیوین و پیروکسن‌اند که بعضی در جهت خردشدگی به قطعات دانه‌ریز، زمینهٔ سنگ را تشکیل داده‌اند. این سنگ را می‌توان یک پروتومیلونیت نامید (نور پلاریزه ۷ برابر).

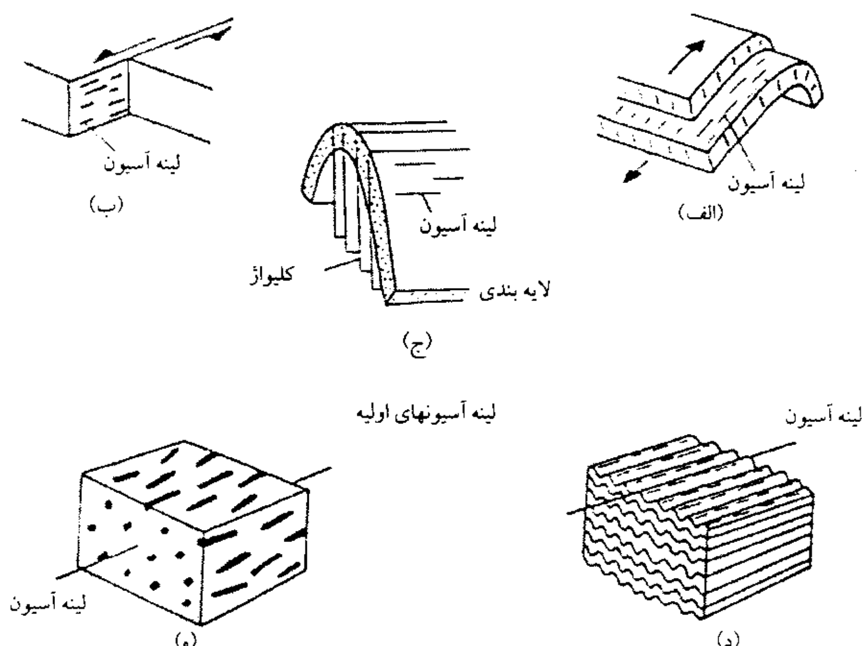


شکل ۶-۲۰ چشمهای بلاستی یا فابریک چشمی. در اینجا چشمها از تغییر شکل فلدسپار به‌وجود آمده‌اند.



شکل ۶-۲۱ چشمهای کلاستی با فابریک فلیزر این شکل را با شکل ۶-۲۰ مقایسه کنید.

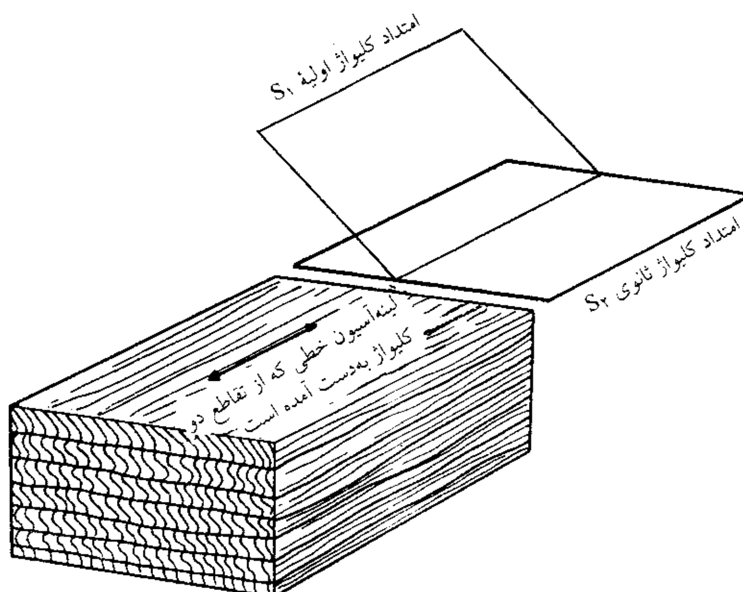
سطح سنگ به‌کار می‌رود و خود به نوع اولیه و ثانویه تقسیم می‌شود. نوع اولیهٔ آن براثر فرایندهای آذرین و یا رسوبی (شکل ۶-۲۲ الف، ب و ج) و نوع ثانویه براثر دگرشکلی و دگرگونی حاصل می‌شود (شکل ۶-۲۲ د و ه). در سنگهای دگرگونی تنها حالت اخیر موردنظر است.



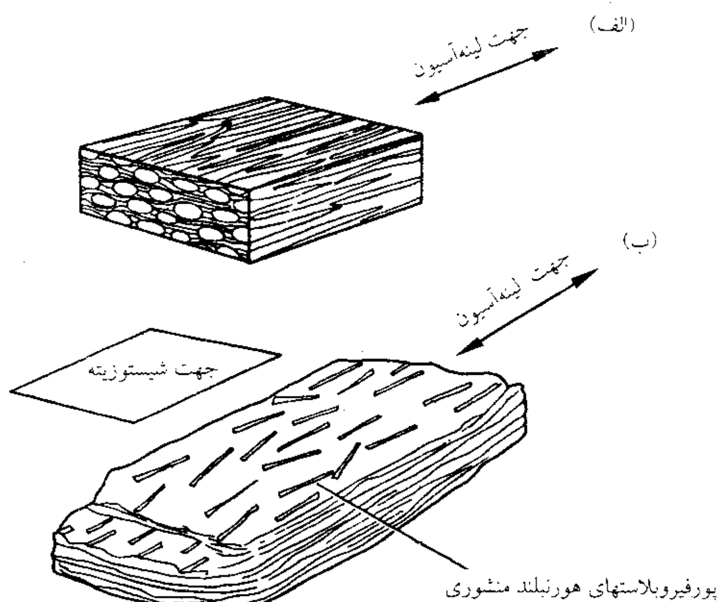
شکل ۶-۲۲ اقسام لینه‌آسیون اولیه (الف، ب و ج) و ثانویه (د و ه)
(الف) لینه‌آسیون روی یک‌سطح لایه‌بندی حاصل از لغزش خمیده به‌وجود آمده‌است.
(ب) لینه‌آسیون در نتیجهٔ حرکت در سطح گسل بروز کرده است.
(ج) لینه‌آسیون حاصل از تقاطع لایه‌بندی و کلیواژ
(د) لینه‌آسیون خمیده
(ه) لینه‌آسیون حاصل از طویل‌شدگی کانی

حالاتی که منجربه تشکیل لینه‌آسیون در سنگ می‌شود عبارت‌اند از:

ـ در نتیجهٔ رشد کانیهای طویل (مثلاً بلورهای منشوری یا سوزنی) در امتداد و به موازات هم (شکل ۶-۲۴). در این حالت شیستوزیته هم وجود دارد و بلورهای طویل در سطح شیستوزیته قرار می‌گیرند.



شکل ۶-۲۳ لینه‌آسیونی که از تقاطع دو کلیواژ S_1 قدیمی و کلیواژ ثانوی S_2 به‌وجود آمده است. آیا می‌توانید با ذکر دلیل، تقدم و تأخر کلیواژها را مشخص کنید؟

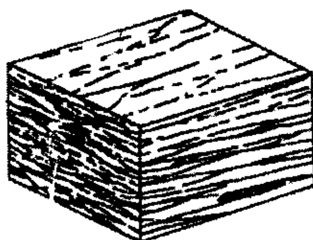


شکل ۶-۲۴ (الف) لینه‌آسیون فرضی در یک گنیس گرانیتی، (ب) ترکیبی از شیستوزیته و لینه‌آسیون؛ این لینه‌آسیون در نتیجهٔ توازی کانیهای منشوری به‌وجود آمده است.

ـ از تقاطع دو سطح در سنگ دگرگونی به‌وجود آید. این دو سطح ممکن است یکی سطح شیستوزیته و دیگری سطح لایه‌بندی باشد، یا از تقاطع دو سطح شیستوزیته به‌وجود آید (شکلهای ۶–۲۳ و ۶–۲۵ ج) و این همان لینه‌آسیون متقاطع است.

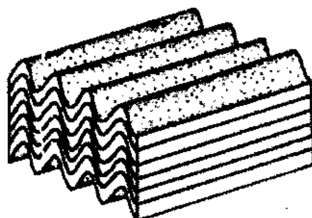
ـ محل لوله‌های یک چین کوچک و بسیار ریز که موازی هم باشد و در نمونه‌های دستی قابل تشخیص باشد خطوطی تشکیل می‌دهند که می‌توان آن را لینه‌آسیون نامید (شکل ۶–۲۵ ب).

(الف) جهت‌یافتگی برتر که از روی‌هم قرار گرفتن کانیهای ورقه‌ای به‌وجود آمده است.

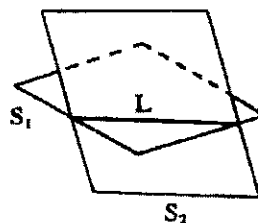


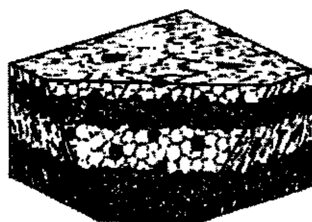


(ب) فولیاسیون چین‌خورده؛ خطوط لولا معرف لینه‌آسیون است.



(ج) فولیاسیونهای مورب که لینه‌آسیون در محل تقاطع آنها به‌وجود آمده است.



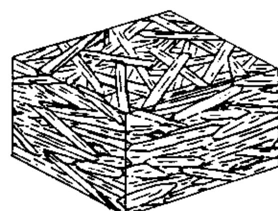


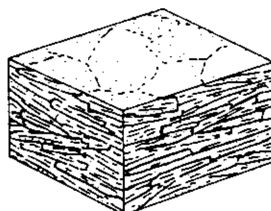
شکل ۶–۲۵ در بالا، ترکیبی از فولیاسیون S و لینه‌آسیون خطی L؛ جهت‌یافتگی برتر در نتیجهٔ موازی قرار گرفتن کانیهای ورقه‌ای به‌وجود آمده است.

در وسط فولیاسیون چین‌خورده‌ای ملاحظه می‌شود. خطوط لولای این چینها، لینه‌آسیون را مشخص می‌کند.

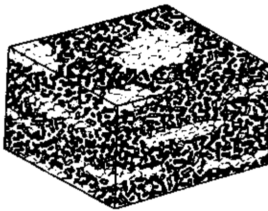
در پایین، دو فولیاسیون مورب دیده می‌شود که محل تقاطع آنها لینه‌آسیون L را به‌وجود آورده است.

باید افزود که در بیشتر موارد، در سنگهای رسوبی چین‌خورده، فولیاسیون یا شیستوزیته با سطح محوری چینها و لینه‌آسیون کانیها نیز با محور این چینها تطبیق می‌کند. برای توضیح بیشتر، مراحل فرضی تشکیل آن را در شکل ۶-۲۷ نشان داده‌ایم: در حالت (الف)، لایه‌بندی افقی در سنگهای رسوبی پلیتی را ملاحظه می‌کنیم. در شکل (ب)، آن لایه‌ها براثر فشارهای جانبی چین خورده‌اند. کانیهای رسی عمود بر جهت نیرو رشد و نسبت به لایه‌بندی حالت تقریباً موربی پیدا کرده‌اند. در حالت (ج) که چین‌خوردگی شدیدتر نشان داده شده، تجدید تبلور و رشد کانیها، موجب پیدایی شیستوزیته گردیده است که تقریباً با سطح محوری چینها موازی است.

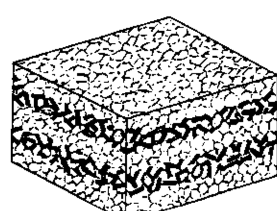




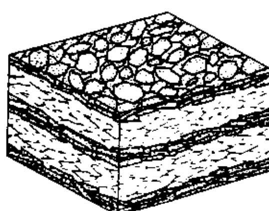
جهت‌یافتگی برتر صفحه‌ای از کانیهای مختلف‌البعد



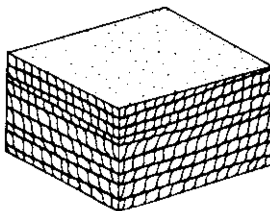
تفکیک کانیهای صفحه‌ای شکل



لایه‌بندی در نتیجهٔ اختلاف ترکیب



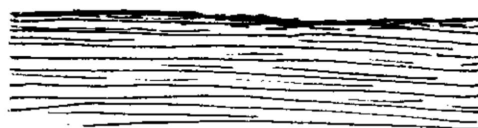
لایه‌بندی‌ای که در نتیجهٔ اختلاف ترکیب و جهت‌یافتگی برتردانه‌ها در هم ادغام شده است.



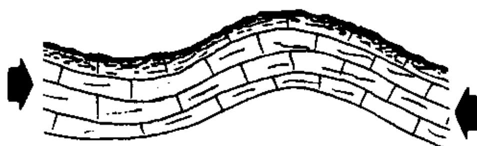
فابریک صفحه‌ای

شکل ۶-۲۶ مثالهایی از فولیاسیون در سنگهای دگرگونی: در سمت چپ و بالا، شیستوزیته و کلیواژ اسلیتی را می‌توان مشاهده کرد. در وسط، گنیسهای گرانوبلاستی را ملاحظه می‌کنیم که براثر اختلاف در ترکیب لایه‌ها یا تفکیک کانیهای صفحه‌ای شکل منظرهٔ بافت گنیسی در سنگ ظاهر شده است.

در زیر (سمت چپ) یک فابریک صفحه‌ای دیده می‌شود که در آن فولیاسیون نسل دوم (از نوع صفحه‌ای پررنگ)، جهت‌یافتگی برتر کانیها (نسل اول) را قطع کرده است. در وسط هم، یک فولیاسیون معمولی دیده می‌شود که در آن لایه‌بندی و جهت‌یافتگی برتر در هم ادغام شده است.



(الف)



(ب) فشارهای جانبی و آغاز چین‌خوردگی



(ج) کانیهای ورقه‌ای به‌موازات سطح محور چینها قرار می‌گیرند.

شکل ۶-۲۷ شکل فرضی مراحل مختلف تشکیل شیستوزیته

خودآزمایی ۶

۱. کدام یک از عوامل زیر در فابریک یک سنگ دگرگونی نقش ندارد؟

الف) فابریک اولیهٔ سنگ — ب) نوع تنش

ج) ترکیب کانی‌شناسی — د) ترکیب شیمیایی

۲. ساخت ماسیو در مورد کدام یک از فابریکهای زیر مصداق دارد؟

الف) فابریک انیزوتروپی — ب) فابریک گرانوبلاستی

ج) فابریک لپیدوبلاستی — د) فابریک نواری

۳. بلاستوپورفیری چیست؟

الف) بافتی از سنگ دگرگونی است که از تغییر شکل یک سنگ آذرین با بافت پورفیری به‌وجود آید.

ب) هر بافتی از سنگ دگرگونی که واجد درشت‌بلورهای پورفیری باشد.

ج) هر بافتی از سنگ دگرگونی است که پورفیر آن به‌طور ثانوی و طی دگرگونی رشد کرده و بزرگ شده‌اند.

د) نوعی فابریک انیزوتروپی است که در نتیجه جهت‌یافتگی پورفیرها به‌وجود آمده باشد.

۴. در شکل ۶-۷، به چه علت قسمت تیرهٔ شکل آلومینیم‌دار ذکر شده است؟

الف) به‌دلیل تبلور آندالوزیت که از سیلیکات آلومینیم ساخته می‌شود.

ب) به‌دلیل دانه‌ریزی که نشانهٔ ترکیب رس یعنی سیلیکات آلومینیم است.

ج) به‌علت رنگ تیره که معرف کانیهای آلومین‌دار است.

د) به‌دلیل آنکه کوارتز در آن دیده نمی‌شود.

۵. در شکل ۶-۵، دلیل آنکه سنگ مادر کنگلومرای یخچالی نامیده شده چیست؟

الف) قطعات خردشده و نوک‌تیز آن ب) لایه‌بندی نامشخص

ج) دانه‌بندی بد و ناجور د) رنگ یکنواخت قطعات

۶. فابریک فلیزر در کدام یک از انواع دگرگونی به‌وجود می‌آید.

الف) دینامیکی ب) مجاورتی

ج) هیدروترمال د) ناحیه‌ای

۷. بافت ساروجی چیست و چگونه به‌وجود می‌آید؟

الف) از نوع فابریک میلونیتی است که در نتیجهٔ مالش شدید و ذوب به‌وجود می‌آید.

ب) از نوع فابریک میلونیتی است که در نتیجهٔ خردشدن مکانیکی ناقص سنگ به‌وجود می‌آید.

ج) از انوع بافت درهم‌رفته و مضرس است که در نتیجهٔ فشار، کانیها درهم‌رفته‌اند.

د) از انواع بافت موازئیکی است که در کوارتزیتها به‌وجود می‌آید.

۸. کدام یک از سه کانی زیر به‌ترتیب سری کریستوبلاستی ذکر شده است؟

الف) کلریت ـ پیروکسن ـ کوارتز ب) کلریت ـ کوارتز ـ پیروکسن

ج) کوارتز ـ کلریت ـ پیروکسن د) پیروکسن ـ کلریت ـ کوارتز

۹. شکل ۶-۱۰ را دوباره ببینید. کدام یک از کانیها درجهٔ خودشکلی (ایدیوبلاستی) بیشتری دارند؟

الف) کوارتز ب) گرونا

ج) کوردیریت د) موسکوویت

۱۰. تفاوت بین کلیواژ درزه‌ای و کلیواژ اسلیتی در چیست؟

الف) در کلیواژ درزه‌ای کانیها به‌طور موازی قرار دارند ولی کلیواژ اسلیتی چنین نیست.

ب) در کلیواژ درزه‌ای توازی کانیها وجود ندارد. ولی در کلیواژ اسلیتی کانیها موازی‌اند.

ج) کلیواژ درزه‌ای دارای لینه‌آسیون ولی کلیواژ اسلیتی دارای جهت‌یافتگی صفحه‌ای است.

د) کلیواژ درزه‌ای در نتیجهٔ لغزش مکانیکی و کلیواژ اسلیتی در نتیجهٔ میلونیتی شدن به‌وجود می‌آید.

۱۱. شیستوزیته عبارت از ... است که در سنگهای ... دیده می‌شود.

الف) کلیواژ شکستگی ـ آفانیتی. ب) کلیواژ صفحه‌ای ـ فانریتی.

ج) کلیواژ صفحه‌ای ـ آفانیتی. د) کلیواژ درزه‌ای در هر نوع سنگ.

فصل هفتم

اقسام سنگهای دگرگونی

مقدمه

برای مطالعه و شناسایی سنگهای دگرگونی ابتدا آنها را از نظر نوع دگرگونی به گروههای زیر تقسیم می‌کنیم:

الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی،
ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی،
ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای،
د) سنگهای دگرگونی اصابتی یا ضربه‌ای،
ه) سنگهای دگرگونی زیرکف اقیانوسها،
و) دگرگونی هیدروترمال و سنگهای ناشی از آن،
ز) سنگهای دگرگونی درجات بسیار شدید.

با توجه به اینکه نوع سنگ دگرگونی تابع ترکیب شیمیایی ـ کانی‌شناسی سنگ مادر و درجات دگرگونی است (جدول ۷-۱)، بنابراین تا حدامکان ترکیبات مختلفی که در سنگهای رسوبی و ماگمایی سراغ داریم انتخاب می‌کنیم و آنها را در درجات مختلف دگرگونی مطالعه و به این ترتیب اقسام سنگهای دگرگونی را بررسی می‌کنیم. درعین حال، با توجه به شرایط، بعضی از دگرگونیها را جداگانه مرور می‌کنیم مانند میگماتیت، اکلوژیت و غیره ...

اگرچه انواع سنگهای والد هر مجموعهٔ دگرگونی از نظر کلی بسیار متفاوت است، از نظر ترکیب شیمیایی ـ کانی‌شناسی می‌توان تمام آنها را به گروههای پنجگانهٔ زیر تقسیم کرد.

۱) رسوبات پلیتی و شیلها که شامل سنگهای تخریبی بسیار دانه‌ریز (در حد رس و گل)اند و اساساً از سیلیکاتهای آلومینیم آبدار (ایلیت، کائولینیت، سریسیت و ...)، قطعات کلریت، کوارتز و فلدسپار، کمی کلسیت، دولومیت، کانیهای تیره و مواد کربنی تشکیل‌شده‌اند.

۲) انواع کوارتز و فلدسپار که سنگ اولیهٔ آنها دارای کوارتز و فلدسپار زیاد است، مانند ماسه سنگها و سنگهای آذرین اسید (گرانیت، ایگنیمبریت، ریولیت، داسیت ...).

۳) رسوبات آهکی و دولومیتی (اساساً کربناتی).

۴) انواع منیزیم‌دار که شامل سنگهای اولترابازیک یا رسوبات غنی از منیزیم است.

۵) سنگهای آذرین بازیک مانند بازالتها، دولریتها، اسپیلیتها، گری‌واکها و مارنها را نیز در همین گروه قرار می‌دهند.

جدول ۷-۱ جدول رده‌بندی سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای براساس نوع سنگ مادر، کانیهای اساسی سازنده و اندازهٔ دانه‌های تشکیل‌دهنده.. در این جدول، نام سنگهای دگرگونی دینامیکی و سنگهای دگرگونی مجاورتی ذکر نشده است.

نوع سنگ اولیه	کانیهای سازندهٔ اصلی	نام سنگ: دانه‌ریز: کمتر از ۱ر۰ میلی‌متر	نام سنگ: دانه متوسط: بین ۱ر۰ تا ۱ میلی‌متر	نام سنگ: دانه‌درشت: بزرگتر از یک میلی‌متر — یکنواخت	نام سنگ: دانه‌درشت: بزرگتر از یک میلی‌متر — نواری
شیل یا سنگهای پلیتی	فیلوسیلیکات، کوارتز	اسلیت	فیلیت	شیست	گنیس
ماسه‌سنگ، سنگهای پسامیتی	کوارتز	کوارتزیت	کوارتزیت	کوارتزیت	کوارتزیت‌نواری گنیس‌کوارتزیتی
آهک	کلسیت،دولومیت	مرمر	مرمر	مرمر	مرمر نواری
مارن	فیلوسیلیکات، کلسیت،دولومیت	اسلیت آهکی	فیلیت آهکی	کالک شیست	گنیس آهکی
شیل ماسه‌ای، سنگهای نیمه‌پلیتی	کوارتز، فیلوسیلیکات	اسلیت‌کوارتزی، کوارتزیت‌متورق	فیلیت‌نیمه‌پلیتی	شیست‌نیمه‌پلیتی	گنیس
بازالت، گابرو	آمفیبول،پلاژیوکلاز، فلدسپار	شیست سبز، گرینستون[1]	آمفیبولیت	آمفیبولیت	هورنبلند گنیس پیروکسن گنیس
ریولیت،گرانیت	فلدسپار پتاسیم، کوارتز، فیلوسیلیکات	هالفلینتا	گنیس گرانیتی	گنیس گرانیتی	گنیس گرانیتی
دونیت، پیروکسنیت پریدوتیت	سرپانتین، تالک، آمفیبول‌منیزیم‌دار	سرپانتینیت	تالک شیست، سنگ صابون[2]، سرپانتینیت	تالک شیست	گنیس اولترا ـ مافیک

1. greenstone
2. soapstone

الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی

در این دگرگونی، سنگهای حاصل هورنفلسها و در صورتی که ترکیب سنگ میزبان مناسب باشد، شیستهای لکه‌دار به‌وجود می‌آید. هورنفلسها سنگهایی سخت، دانه‌ریز، متراکم با شکستگی صدفی‌اند و از دگرگونی مجاورتی بسیاری از سنگهای به‌وجود می‌آیند. انواع هورنفلسها به دمای توده‌های نفوذی و فاصله‌ای که نسبت به آن داشته باشد وابسته است. گاهی دما در مجاورت توده‌های نفوذی زیاد است و رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس به‌وجود می‌آید. مسلماً هرچه از محل تماس دورتر شویم، دما کمتر می‌شود، رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس و در بخش خارجی، سنگهای دگرگونی به‌صورت شیستها و اسلیتهای لکه‌دار ظاهر می‌شوند. در حالت اخیر، پورفیروبلاستها یا مجموعهٔ درشتی از کانیهای جدید به‌وجود می‌آید که در آن می‌توان آثار و بقایای بافتی سنگ مادر را مشاهده کرد. در این مورد با رخسارهٔ اپیدوت ـ آلبیت هورنفلس سروکار داریم.

گاهی هورنفلسها ترکیب کانی‌شناسی غیرعادی‌ای دارند که نشانهٔ دگرگونی دمای بسیار زیاد و فشار ناچیز است (رخسارهٔ سانیدینیت). این قبیل سنگها را می‌توان به‌صورت انکلاوهای کوچک (به قطر چند سانتی‌متر) در بازالتها ملاحظه کرد. با توضیحات فوق برحسب دمای تودهٔ نفوذی و دوری یا نزدیکی به آن، اقسام رخساره‌های هورنفلسی را می‌توان انتظار داشت.

چنانکه می‌دانیم، در بیشتر اوقات، در دگرگونی مجاورتی تغییر زیادی در ترکیب شیمیایی سنگ (به‌استثنای کاهش آب و در مواردی افزایش آب) به‌وجود نمی‌آید. ولی ممکن است مقادیر ناچیزی از عناصر بور، گوگرد، فلوئور، کلر که معمولاً از سیالات گرانیتی به بیرون نشت می‌کند وارد ترکیب هورنفلسها شود. در این‌صورت، به‌حالت کانیهای فرعی (مانند تورمالین، آکسینیت، پیریت، فلوئوریت، اسکاپولیت و غیره) در سنگ ظاهر می‌گردد. در موارد استثنایی، مقدار عنصر ممکن است به حد قابل استخراج برسد (اسکارن).

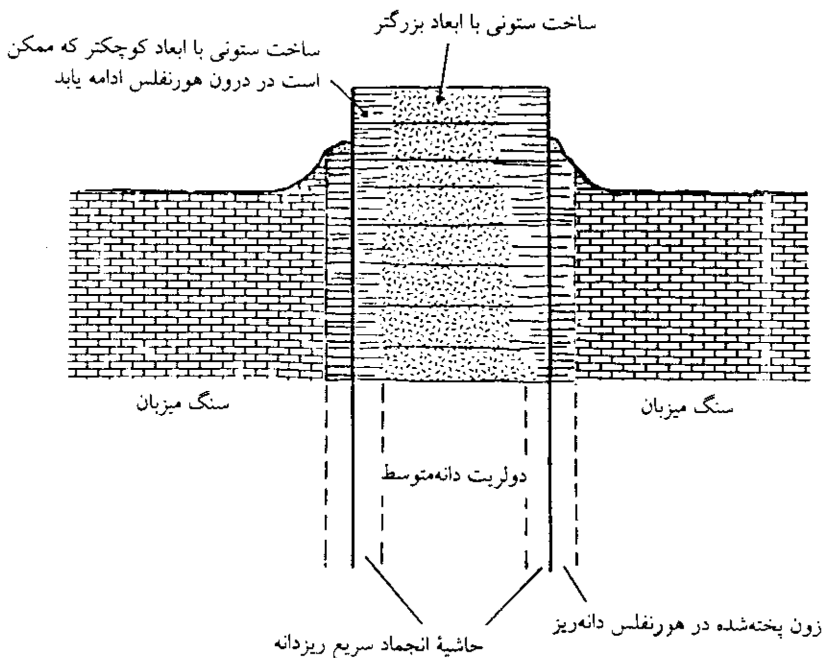
مشخصات یک دگرگونی مجاورتی

مطابق شکل ۷-۱، در حاشیهٔ یک دایک دولریتی به ضخامت تقریبی یک متر، منطقه‌ای به پهنای ۰٫۱ تا یک سانتی‌متر از سنگ میزبان تغییر ماهیت داده و دگرگون شده است. به‌عبارت دیگر، به سنگ دانه‌ریز و سخت تبدیل شده که علت آن اختلاف دمای ماگمای

دولریتی (در حدود ۱۰۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد) نسبت به سنگ میزبان (مثلاً در حدود ۲۵ درجهٔ سانتی‌گراد) است. با مختصر دقت، در این حاشیه دو بخش می‌توان تشخیص داد:

الف) حاشیهٔ نازکی در سنگهای میزبان که حاشیه یا منطقهٔ پخته شده نامیده می‌شود (شکل ۷-۱).

ب) در حاشیهٔ دایک سنگهای دولریتی دانه‌ریزی به ضخامت یک سانتی‌متر، وجود دارد که حاشیهٔ انجماد سریع خوانده می‌شود.



شکل ۷-۱ مقطع عرضی یک دایک دولریتی فرضی به ضخامت یک متر و دگرگونی مجاورتی در حاشیهٔ آن.

هرچه ضخامت تودهٔ مذاب و دمای آن زیادتر باشد، ضخامت حاشیهٔ پخته‌شده بیشتر و سنگهای آن سخت‌تر می‌شود و در زیر ضربهٔ چکش، شکستگی نامنظم و صدفی پیدا می‌کند. به این سنگهای متراکم توده‌مانند که در مجاورت توده‌های نفوذی پیدا می‌شوند هورنفلس می‌گویند. هورنفلسها در برابر عوامل فرسایش مقاومت زیادی دارند و هرچه به‌تودهٔ مذاب نزدیکتر شویم دانه‌درشت‌تر می‌شوند و مقاومت بیشتری پیدا می‌کنند،

به‌عبارت دیگر، درجهٔ دگرگون‌شدگی بیشتر می‌شود. به این دلیل می‌توان توالی دگرگونی پیشرونده را در آن ملاحظه کرد. چنانکه هرچه از تودهٔ نفوذی دورتر شویم، درجات دگرگونی تدریجاً ضعیفتر شده و سرانجام ناپدید می‌شوند.

بافت هورنفلسها

بعضی از کانیها اصلی هورنفلسها مانند کوارتز، فلدسپار، پیروکسن، گروسولار و کلسیت معمولاً به‌صورت دانه‌های متساوی‌البعد ظاهر می‌شوند. حتی میکاها و آمفیبولها نیز که در سنگهای آذرین به‌صورت ورقه‌ای یا سوزنی دیده می‌شوند غالباً حالت معمول خود را از دست می‌دهند و جهت‌یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند یا کمتر به این حالت ظاهر می‌شوند.

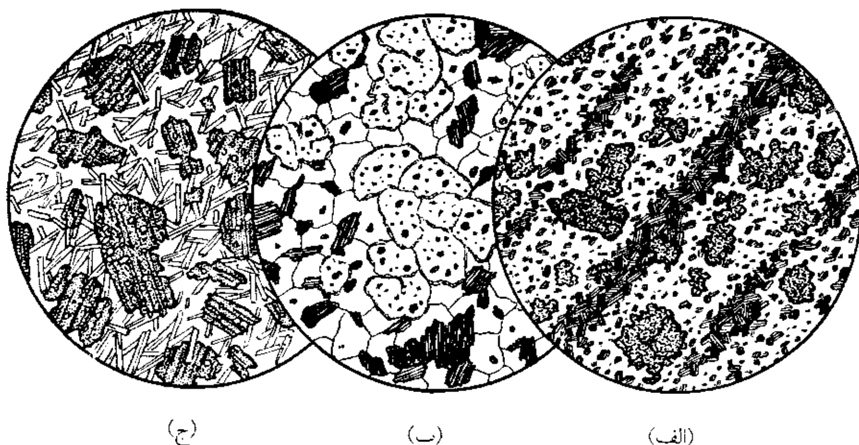
جدول ۷-۲ اقسام سنگهای دگرگونی مجاورتی

نوع سنگ اولیه	کانیهای اصلی سازنده	نام سنگ درجات دگرگونی کم تا زیاد
پلیتی	فیلوسیلیکات و کوارتز	اسلیت لکه‌دار هورنفلس
کوارتز و فلدسپار	کوارتز و فلدسپار	کوارتزیت
آهکی	کلسیت و دولومیت	مـــرمـــر
کالک سیلیکات	رس و آهک	تاکتیت، اسکارن و گریزن
بازیک	اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز	هورنفلس بازیک و پریدوتیتی

به‌طور کلی، در بیشتر هورنفلسها، دانه‌ها هم‌اندازه و بدون جهت‌یافتگی‌اند و به اصطلاح بافت موزاییکی دارند و از نظر فابریک می‌توان آنها را گرانوبلاستی یا هورنفلسی نامید. بعضی از کانیهای دگرگونی مجاورتی به‌ویژه آندالوزیت و کوردیریت اغلب به‌صورت پورفیروبلاست دیده می‌شوند که در آنها انکلوزیونهای کوچکی نیز وجود دارد (مانند هورنفلسهای گردنهٔ دولایی نزدیک تویسرکان در مجاورت تودهٔ گرانیتویید الوند). کانیهای دیگر مانند بیوتیت، موسکوویت، تورمالین،گروسولار، ایدوکراز و اسکاپولیت هم ممکن است گاهی به‌حالت پورفیروبلاست در آیند. بنابراین بعضی از هورنفلسها فابریک دوگانهٔ گرانوبلاستی و پورفیروبلاستی دارند.

دگرشکلیهای ناشی از فشار جهت‌دار در تکامل هورنفلسها نقش مهمی ندارد. به‌همین دلیل گاهی می‌توان بقایای بافت اولیه را در آنها تشخیص داد. مثلاً وجود بافت افیتی، پورفیری و ... را می‌توان در فابریک بعضی از هورنفلسها به اثبات رسانید یا لایه‌بندی

اولیهٔ مادستونها[1] را ممکن است در هورنفلسهای پلیتی مشخص ساخت که به‌صورت نوارهای مشخصی متشکل از تغییر در تعداد و اندازهٔ دانه‌های میکا و آندالوزیت است (شکل ۷-۲ الف).

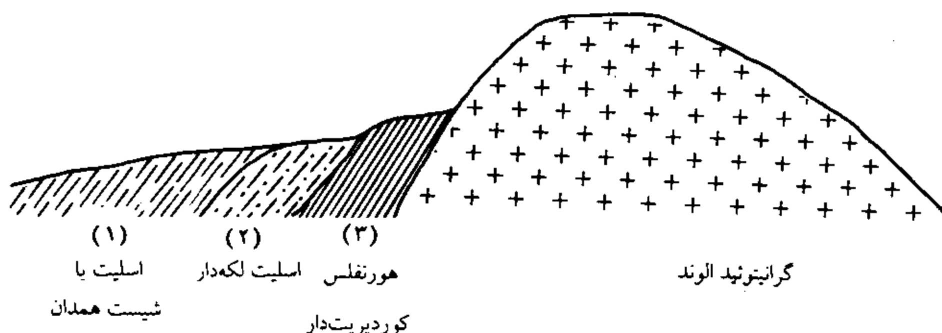


شکل ۷-۲ هورنفلسهای پلیتی (قطر دایره‌ها سه میلی‌متر است).
الف) کورندون + بیوتیت + کوردیریت هورنفلس: لایه‌بندی مربوط به سنگ اولیه است.
ب) کوردیریت + بیوتیت + کوارتز هورنفلس؛ در کوردیریت انکلوزیونهای فراوانی دیده می‌شود.
ج) بیوتیت + موسکوویت + کوارتز هورنفلس.

وقتی اسلیتها و شیستها در معرض درجات شدید دگرگونی مجاورتی قرار گیرند، معمولاً شیستوزیته اولیهٔ خود را از دست می‌دهند، ولی در فاصلهٔ دورتر از آن ساخت خود را تا اندازه‌ای حفظ می‌کنند. در این حالت ممکن است براثر رشد پورفیروبلاستهای هورنبلند یا میکا، شیستوزیته نمایانتر شود.

اگر اسلیتها در معرض دگرگونی مجاورتی درجهٔ ضعیف قرار گیرند، شیستوزیته اصلی خود را حفظ می‌کنند. و حتی ممکن است براثر تبلور مجدد و رشد پورفیروبلاستهای اولیهٔ آندالوزیت یا کوردیریت یا تجمعی از دانه‌های درشت میکا، سنگ منظره‌ای گره‌دار یا لکه‌دار به خود گیرد که در این حالت به آن اسلیت لکه‌دار و شیست لکه‌دار می‌گویند (مانند شیستهای لکه‌دار حاشیهٔ گرانیت الوند درهمدان ـ ابتدای جادهٔ عباس‌آباد ـ گنجنامه، شکل ۷-۳).

---
1. mudstone



شکل ۷-۳ شکل فرضی هالهٔ دگرگونی در حاشیهٔ تودهٔ گرانیتویید الوند همدان ـ بدون مقیاس. مجموعهٔ کانیها از خارج به داخل به‌ترتیب عبارت‌اند از:
۱. در اسلیتهای مصون‌مانده از دگرگونی مجاورتی:
کوارتز + کلریت + کلریتویید + سریسیت
۲. در شیستها یا اسلیتهای لکه‌دار:
موسکوویت + کوارتز + بیوتیت + آندالوزیت
۳. در هورنفلسها مجموعهٔ کانیها عبارت‌اند از:
موسکوویت + بیوتیت + کوردیریت + کوارتز ± فلدسپار پتاسیم

انواع هورنفلسها

انواع هورنفلسها برحسب نوع سنگ مادر عبارت‌اند از:

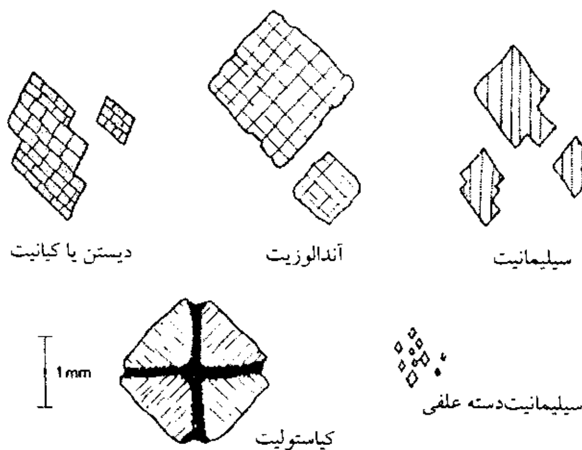
۱. هورنفلسهای پلیتی و سنگهای وابسته

- **هورنفلسها.** اغلب هورنفلسهای پلیتی Al_2O_3 نسبتاً زیادی دارند. این امر موجب تبلور آندالوزیت یا کوردیریت (یا هر دو) در سنگ می‌شود که به‌صورت پورفیروبلاستهایی که در زمینهٔ دانه‌ریز گرانوبلاستی متشکل از کوارتز + فلدسپار + میکا + گرافیت دیده می‌شوند. برحسب نوع کانیهایی که در زمینهٔ سنگ یافت می‌شود می‌توان رخسارهٔ دگرگونی را تعیین کرد:

ـ اگر در سنگ فلدسپار وجود داشته باشد ولی موسکوویت دیده نشود، این مجموعه به رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس تعلق دارد. ولی در دماهای کمتر، فلدسپار پتاسیم با سیلیکاتهای آلومینیم ناسازگار است و به‌جای آن میکا ظاهر می‌شود. این حالت با رخسارهٔ هورنبلند

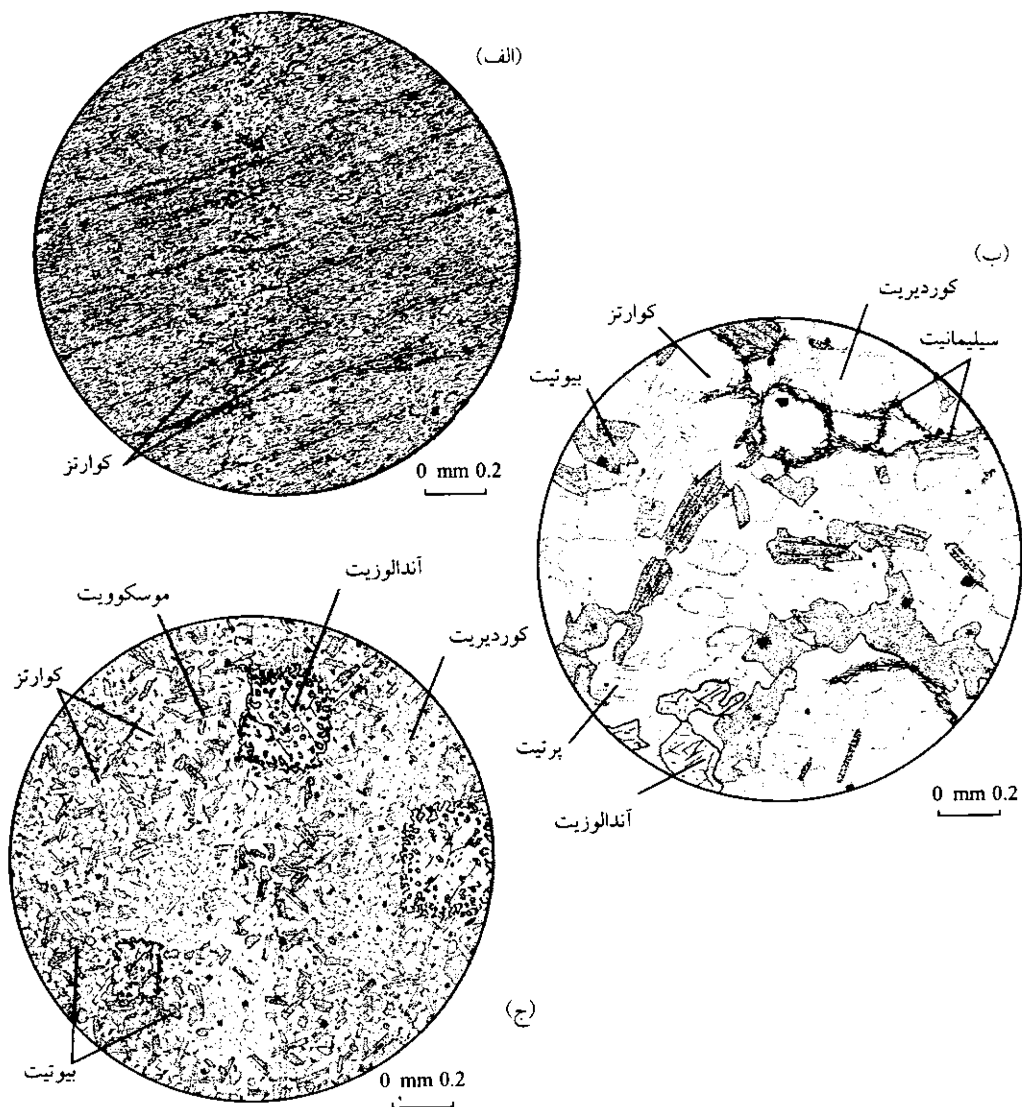
هورنفلس تطبیق می‌کند که در آن مجموعهٔ موسکوویت + بیوتیت + آندالوزیت + کوارتز یا مجموعهٔ موسکوویت + بیوتیت + کوردیریت + کوارتز دیده می‌شوند. پورفیروبلاستهای آندالوزیت ممکن است به دو صورت یافت شوند:

به‌صورت گرانوبلاستهای درشت و اسفنجی که در آن انکلوزیونهایی از کوارتز، گرافیت و بیوتیت وجود دارد. یا به‌صورت بلورهای منشوری کیاستولیت با مقطع عرضی تقریباً مربعی‌شکل که در نتیجهٔ انباشتگی گرافیت در امتداد یالها و محور میانی آن سیاه رنگ است (شکل ۷-۴). در بعضی حالات، بلورهای آندالوزیت به‌طور کامل (گاهی ناقص) به مجموعه‌ای از میکای سریسیت تبدیل می‌شود که خود در نتیجهٔ واکنش آندالوزیت با سیالات سرشار از پتاسیم، در دمای کمتر از رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس به‌وجود می‌آید. در هورنفلسهای این گروه همیشه کوردیریت به شکل پورفیروبلاستهای نامنظم، سرشار از انکلوزیونهای کوارتز و گرافیت دیده می‌شود.



شکل ۷-۴ مقاطع عرضی پلی‌مورف‌های سیلیکات آلومینیم (SiO_2 , Al_2O_3) در زیر میکروسکوپ

رخسارهٔ آلبیت. اپیدوت هورنفلس را ندرتاً می‌توان شناسایی کرد. این رخساره در مناطق بیرونیتر هالهٔ دگرگونی پیروکسن هورنفلس و هورنبلند هورنفلس وجود دارد. کانیهای سازندهٔ رخساره آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس دانه‌ریزند و تبلور دوبارهٔ کانیها کامل نیست. مجموعهٔ کانیهای آن تا اندازه‌ای شبیه رخسارهٔ شیست سبز در دگرگونی ناحیه‌ای است. تنها به کمک شواهد صحرایی می‌توان این دو را از هم مشخص ساخت.



شکل ۷-۵ بافت اسلیت و مقایسهٔ آن با هورنفلس و اسلیت لکه‌دار

الف) اسلیت (سنگ میزبان) با مجموعهٔ کانیهای کوارتز + اکسید آهن ـ تیتان + کلریت + میکای سفید + گرافیت.

ب) هورنفلس با بافت گرانوبلاستی. آندالوزیت در حال از بین رفتن و سیلیمانیت در حال شکل گرفتن است. این حالت نشانهٔ توقف دگرگونی است که در سنگ ثبت شده است.

ج) اسلیت لکه‌دار. در آن مقطع، کلیواژ اسلیتی محو شده ولی سنگ دانه‌درشت‌تر و شامل مجموعهٔ کوارتز + موسکوویت + بیوتیت + گرافیت شده به‌علاوه پورفیروبلاستهای آندالوزیت و کوردیریت در آن دیده می‌شود که ظاهری لکه‌دار به سنگ بخشیده است.

رخسارهٔ سانیدینیت را تنها هنگامی می‌توان مشاهده کرد که سنگهای پلیتی به‌صورت انکلاو در گدازه‌های بازالتی قرار گرفته باشند. به‌علت آنکه این سنگهای پلیتی سرشار از آلومینیم‌اند، بنابراین در دماهای معادل رخسارهٔ سانیدینیت، کانیهای کورندون یا اسپینل در آنها ظاهر می‌شود. اگر بخشی از این انکلاو ذوب شود، سنگی حد واسط آذرین ـ دگرگونی به‌وجود می‌آید که به آن بوکیت می‌گویند. در بوکیتهای پلیتی می‌توان کوردیریت، اسپینل، مولیت و گاه شیشه هم مشاهده کرد (شکل ۵-۶).

به‌طور کلی در تمام هورنفلسهای پلیتی، بیوتیت قرمز قهوه‌ای دیده می‌شود، ولی موسکوویت تنها در رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس ظاهر می‌شود. وجود مقداری بور در سنگ مادر موجب تبلور تورمالین خواهد شد. در هورنفلسهایی که به‌جای آندالوزیت، سیلیمانیت داشته باشند (به‌صورت دسته‌های رشته‌مانند یا خوشه‌ای) نشانهٔ دمای شدیدی است که به سنگ والد وارد آمده و این عمل تنها در نزدیکی توده‌های ماگمایی دمای بالا امکان‌پذیر است.

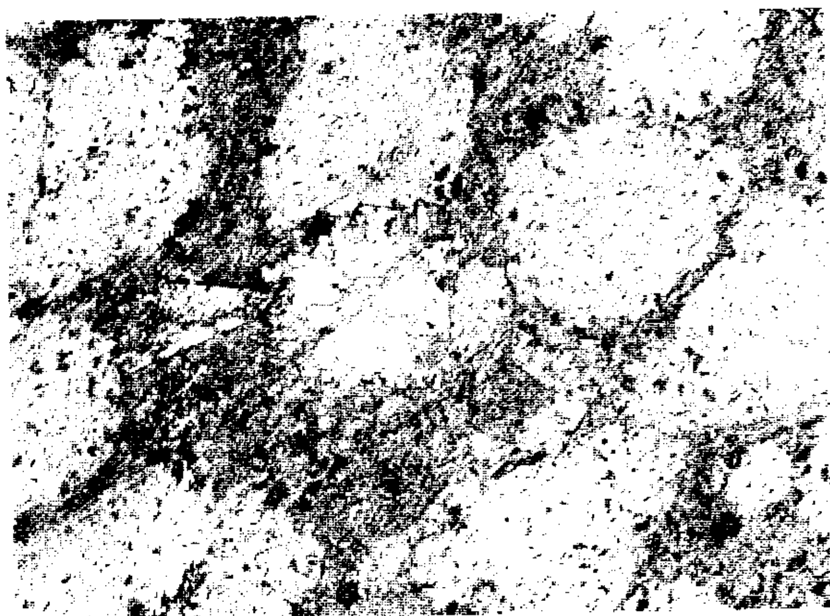
ـ **شیستهای لکه‌دار پلیتی.** کمی دورتر از هالهٔ دگرگونی، اگر سنگ اولیه از نوع اسلیت یا فیلیت باشد، براثر دگرگونی مجاورتی، دانه‌هایی در سنگ ظاهر می‌شود که به آن لکه[1] یا غده[2] می‌گویند. رنگ آنها خاکستری تا تیره‌رنگ و اندازهٔ آنها در حد یک پورفیروبلاست و گاهی تا چند میلی‌متر می‌رسد. سنگ اولیه نیز حالت تورق خود را تا اندازه‌ای از دست می‌دهد، ولی در عین حال می‌توان شیستوزیته را در آن تشخیص داد زیرا:

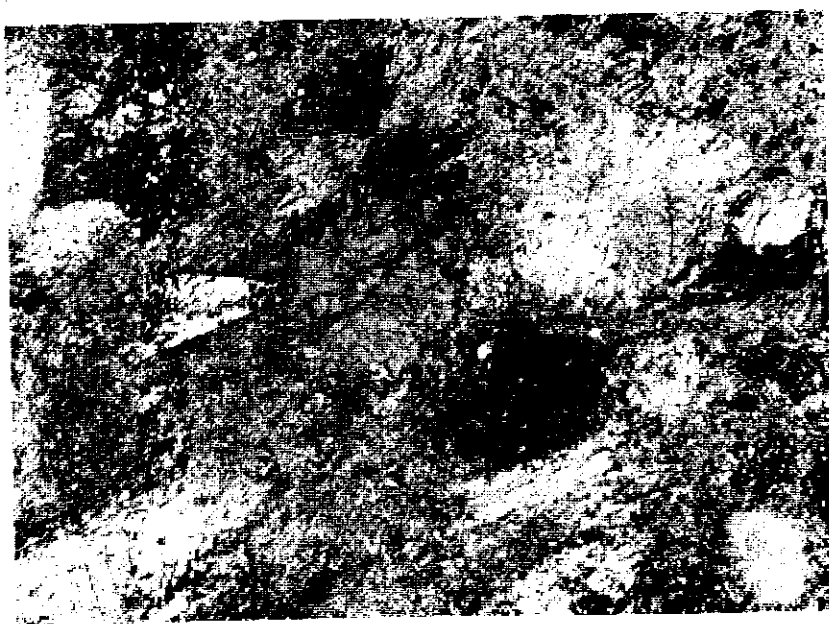
ـ شدت دگرگونی آنچنان نیست که شیستوزیته سنگ مادر به‌کلی محو شود.

ـ اگر دما در حد رخسارهٔ آمفیبولیت هورنفلس باشد، کانیهای ورقه‌ای مانند موسکوویت و بیوتیت پایدار می‌مانند که خود در ایجاد تورق مؤثرند.

عموماً این لکه‌ها پورفیروبلاستهایی از آندالوزیت یا کوردیریت‌اند (یا هردو) (شکل ۷-۶) که در نمونهٔ دستی به‌صورت برجستگیهایی مشخص‌اند، این کانیها در زمینه‌ای از میکا، کوارتز و پلاژیوکلاز ریزدانه قرار دارند. شرط اینکه این پورفیروبلاستهای به‌وجود آید این است که اولاً دما باید در حد رخسارهٔ آمفیبولیت باشد و ثانیاً در ترکیب سنگ اولیهٔ کائولینیت (که موجب تشکیل آندالوزیت می‌شود) یا کلریت (که موجب تبلور کوردیریت می‌گردد) وجود داشته باشد (شکل ۷-۲۳ ج). به‌طور کلی، با افزایش دما، ابتدا

1. spot 2. knot





شکل ۷-۶ مقطع میکروسکوپی اسلیت لکه‌دار در نور طبیعی (بالا) و پلاریزه (پایین) (۲۰ برابر) در این شکل لکه‌ها عبارت‌اند از آندالوزیت و کوردیریت که در نور پلاریزه آندالوزیت با برجستگی بیشتر خود و کوردیریت با ماکل خود قابل تشخیص‌اند.

کلریت به بیوتیت تبدیل می‌شود و سریسیت هم به موسکوویت بدل می‌گردد. هنگامی که مقدار پتاسیم در سنگ زیاد باشد درشت‌بلورهای بیوتیت یا موسکوویت به‌وجود می‌آید که در آنها انکوزیونهایی از کوارتز نیز وجود دارد (شکل ۳-۱۳).

ـ **آرژیلیت**. سنگی است آفانیتیک، با رنگ تیره، بدون جهت‌یافتگی و غالباً دارای شکستگی صدفی. درجهٔ دگرگونی آن ضعیف و براثر تبلور دوباره، مادستون به‌وجود می‌آید.

۲. هورنفلسهای کوارتز و فلدسپاری

می‌دانیم که کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار از کانیهای عمدهٔ ماسه‌سنگها و سنگهای آذرین سیلیس‌دار (مانند ریولیت و داسیت ...) به‌حساب می‌آیند. این کانیها در دمای پیروکسن هورنفلس و هورنبلند هورنفلس پایدارند. بنابراین هورنفلسهای حاصل از این قبیل سنگها اساساً بافت موزاییکی گرانوبلاستی دارند و در آن کوارتز و فلدسپار وجود دارد، زیرا در این حالت طبق رابطهٔ زیر:

موسکوویت + کوارتز ← فلدسپار پتاسیم + آندالوزیت

فلدسپار پتاسیم و آندالوزیت به‌وجود می‌آید و مجموعهٔ کانیهای این قبیل هورنفلسها در حالت کلی عبارت‌اند از:

کوارتز + فلدسپار پتاسیم + بیوتیت + آندالوزیت + پلاژیوکلاز

بنابراین سنگهای آتشفشانی‌ای که پورفیرهایی از کوارتز و فلدسپار داشته باشند، آن پورفیرها به‌صورت بلاستوپورفیرهایی در سنگ پدیدار می‌شوند که خود نشانه‌ای از بافت سنگ والد است.

به‌طور کلی در هورنفلسهای کوارتز و فلدسپاری همیشه مقداری بیوتیت وجود دارد و در انواع رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس، کوردیریت هم دیده می‌شود.

کوارتزیتها. کوارتزیتها تنها از دگرگونی سنگهای رسوبی مانند ماسه‌سنگهای کوارتزی، گری‌واکهای کوارتزی، کنگلومراهای کوارتزی و چرتها به‌وجود می‌آیند، ولی استثنائاً ممکن است رگه‌های قدیمی کوارتز نیز به کوارتزیت تبدیل شود. در این حالت از ساخت و وضعیت آن در صحرا می‌توان منشأ آن را آشکار ساخت. با توجه به قلمرو پایداری وسیع کوارتز، باید پذیرفت که کوارتزیت در بسیاری از شرایط دگرگونی (به استثنای رخسارهٔ سانیدینیت) پایدار است.

کوارتزیت سنگی است متراکم، سخت با بافت موزاییکی و در هنگام شکستن با لبه‌های تیز شکسته می‌شود. در زیر میکروسکوپ می‌توان رشد بلورهای کوارتز را مشاهده کرد، به‌نحوی که بلورهای حاشیه‌ای شفافتر از بخش مرکزی است و در حد فاصل بین آنها لکه‌های کوچک قهوه‌ای یا تیره رنگ دیده می‌شود. این امر نشانهٔ رشد بلورها در هنگام دگرگونی است.

کوارتزیتها هم در دگرگونی مجاورتی و هم در دگرگونی ناحیه‌ای به‌وجود می‌آیند. در بعضی حالات کوارتزیت ممکن است در نتیجهٔ متاسوماتوز حاصل شود. به‌عبارت دیگر، کاتیونهای اضافی یک محیط سیلیسی، براثر ترکیب با محلولهای هیدروترمال از محیط شسته و خارج می‌شود و به این ترتیب کوارتزیت به‌وجود می‌آید.

تفاوت یک کوارتزیت ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای با کوارتزیتی که در دگرگونی مجاورتی به‌وجود می‌آید ایجاد فولیاسیون در کوارتزیتهای ناحیه‌ای است که بلورهای کوارتز حالت کشیده پیدا می‌کنند که خود به سختی قابل تشخیص است.

کانی فرعی در کوارتزیتها متفاوت است و تابع مواد ناخالصی سنگ مادر است:

ـ اگر در سنگ اولیه آهک وجود داشته باشد، در نتیجهٔ دگرگونی در کوارتزیت، سیلیکاتهای کلسیم یا منیزیم هم یافت می‌شود.

ـ اگر ناخالصی رس باشد، کانیهایی میکایی (کلریت و موسکوویت) و فلدسپار پدید می‌آید. بر همین اساس است که کوارتزیتها را به انواع زیر تقسیم‌بندی می‌کنند:

کوارتزیتهای خالص. که حالت توده‌مانند دارد و ندرتاً حالت شیستی در آن بروز می‌کند. در این قبیل کوارتزیتها ممکن است تورمالین و زیرکُن هم دیده شود.

کوارتزیتهای میکادار. همان‌طور که در بالا گفته شد، ناخالصیهای رس در ماسه سنگهای سیلیسی موجب تبلور کلریت و موسکوویت در کوارتزیت می‌شود. این کانیها معرف دگرگونی درجات ضعیف‌اند.

کوارتزیتهای فلدسپاردار. فلدسپار این کوارتزیتها ممکن است از فلدسپار ماسه‌سنگها (مثلاً آرکوز) و در شرایط دگرگونی شدیدتر از رسها و کانیها میکایی تأمین شود یا ممکن است رگه‌های کوارتز و فلدسپار آذرینی باشد که بعداً تحت‌تأثیر دگرگونی قرار گرفته است.

کوارتزیت گرونادار. معرف درجهٔ شدید دگرگونی است. می‌توان تصور کرد که ناخالصیهای رس در درجات دگرگونی ضعیف کلریت ولی در درجات شدیدتر گرونای نوع آلماندین از آن متبلور شده است.

کوارتزیتهای آکتینوت‌دار. اگر سیمان ماسه‌سنگها آهکی باشد، نوع کانیها تابع باز یا بسته بودن محیط برای خروج CO_2 است. اگر سیستم بسته باشد، کلسیت و دولومیت به‌وجود می‌آید؛ ولی اگر محیط باز باشد، سیلیکات کلسیم یا منیزیم حاصل می‌شود که عادی‌ترین آنها سری‌ترمولیت ـ آکتینوت یا اپیدوت است. کوارتزیتهای اپیدوت‌دار معرف درجات ضعیف دگرگونی و کوارتزیتهای ترمولیت ـ آکتینوت معرف درجات شدیدترند.

کوارتزیتهای آهن‌دار. اگر در سیمان ماسه‌سنگها آهن وجود داشته باشد، مانیتیت و هماتیت متبلور خواهند شد.

کوارتزیتهای ریبکیت‌دار. با توجه به ترکیب خاص این کانی (که نوعی آمفیبول سدیم‌دار است) باید انتظار داشت که این قبیل کوارتزیتها در نتیجهٔ دخالت محلولهای متاسوماتوز سدیم‌دار و نفوذ و نشت آن به داخل ماسه‌سنگهای خالص به‌وجود آمده باشد. در این حالت، آمفیبول به‌صورت شبکهٔ اسفرولیتی در بین بلورهای کوارتز دیده می‌شود.

خاطرنشان می‌کنیم که وجود پیریت و لیمونیت در کوارتزیتها، امر عادی است.

گریزن[1]. مجموعه‌ای گرانوبلاستی از کوارتز و موسکوویت (یا لیپیدولیت) است که در آن کمی توپاز، تورمالین، فلوئورین، روتیل، کاسیتریت، ولفرامیت دیده می‌شود و از متاسوماتیسم سنگهای گرانیتی به‌وجود می‌آید. تصور بر این است که براثر دگرسانی هیدروترمال، فلدسپار و میکای گرانیت به مجموعهٔ کانیهای فوق تبدیل می‌شود. فلوئورین در این مجموعه نسبتاً زیاد است.

۳. هورنفلسهای آهکی

دگرگونی مجاورتی درجات شدید موجب تبدیل آهک و دولومیت به مرمرهای آهکی می‌شود و عبارت از سنگهایی است که اساساً از دانه‌های موزاییکی و متساوی‌البعد کلسیت تشکیل شده، سیلیس و سیلیکات آلومینیم ناخالصیهای فرعی این قبیل سنگها به‌شمار می‌آیند. بافت این سنگها گرانوبلاستی است.

اگر سنگ مادر مرمرهایی که در دگرگونی مجاورتی به‌وجود می‌آیند سرشار از سیلیس باشد، کانیهایی مانند ولاستونیت، دیوپسید، ترمولیت و تالک پدید می‌آید. در صورتی که در محیط سیلیس کافی نباشد، کانیهایی مانند فورستریت یا حتی انواعی مانند هومیت، پریکلاز، بروسیت و اسپینل پدیدار می‌شوند. با این توضیحات، در دگرگونی

1. griesen

مجاورتی آهکها، باید انتظار تشکیل مرمرهای فورستریت‌دار، مرمرهای پیروکسن‌دار و آمفیبول‌دار را داشته باشیم.

مرمر یا سیپولن. سنگ آهک دگرگونی‌شده‌ای است که ممکن است خالص یا ناخالص باشد و درجهٔ دگرگونی آن متغیر و دارای فولیاسیون یا فاقد آن باشد. می‌توان این کلمه را در مورد تمام سنگهای آهکی دگرگون‌شده به‌کار برد که تا اندازه‌ای فقط ماهیت سنگ مادر را معلوم می‌کنند.

۴. هورنفلسهای کالک - سیلیکات یا اسکارنها

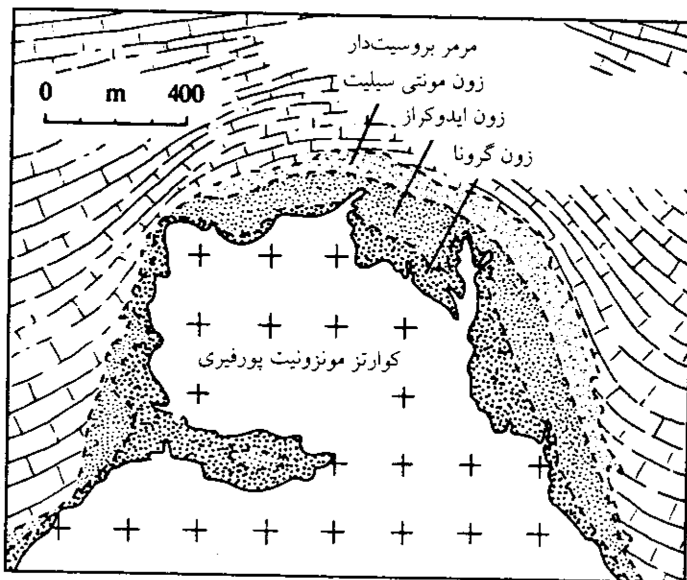
سنگهای این گروه عبارت‌اند از هورنفلسهایی که عمدتاً از دگرگونی آهکهای رس‌دار و مارنها به‌وجود می‌آیند. به این قبیل سنگها هورنفلسهای کالکوسیلیکات نیز گفته شده است که سنگی دانه‌ریز و بدون فولیاسیون است. از اقسام مهم آن می‌توان از تاکتیت[1] و اسکارن[2] نام برد.

تاکتیت. سنگی با ترکیب پیچیده است که خود از دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم سنگهای کربناتی به‌وجود می‌آید. این سنگ بافت دانه‌درشت و موزاییکی دارد و در آن گرونا، پیروکسنهای آهن‌دار، اپیدوت، ولاستونیت و اسکاپولیت دیده می‌شود. بسیاری از محققان این سنگ را معادل اسکارن می‌دانند.

اسکارن. اسکارن اصطلاح معدنچیان سوئدی است که در گذشته برای نامگذاری سنگهای باطلهٔ کانسارهای مانیتیت به‌کار می‌بردند. اسکارن سنگهای متاسوماتیتی است که از آهک، آهن سه‌ظرفیتی و سیلیکاتهای منیزیم ترکیب یافته است و در نتیجه دخالت محلولهای ماگمایی و واکنش بین کربناتها با محلولهای فوق به‌وجود می‌آید.

اساساً اسکارنها در محل تماس توده‌های نفوذی پر حرارت با سنگهای آهکی مجاور به‌وجود می‌آیند. به‌همین دلیل، به نهشته‌های اسکارن، دگرگونی مجاورتی و پیرومتاسوماتیک هم گفته می‌شود. به‌علت نحوهٔ انتشار و نفوذ محلولها، در محل تماس بین گرانیتوییدها و آهک، زونهای متوالی با ترکیب متفاوت به‌وجود می‌آید، این همان زونالیته متاسوماتیک است که از مشخصات بارز اسکارنها به‌شمار می‌رود (شکل ۷-۷). زونهای مزبور از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی با هم متفاوت‌اند و تغییرات دما و فاصله از محل تماس و ترکیب سنگ میزبان (آهک) از عوامل تعیین‌کننده زونالیته محسوب می‌شوند (شکل ۷-۷).

1. tactite　　2. skarn



شکل ۷-۷ مثالی از متاسوماتیسم که با ورود یک تودهٔ نفوذی مونزونیتی به داخل سنگهای آهکی، مرمر بروسیت‌دار به‌وجود آمده است. با ورود محلولهای حاوی سیلیس به داخل سنگ میزبان و واکنش با $CaCO_3$ (کلسیت) و $Mg(OH)_2$ (بروسیت)، ۴ نوع اسکارن تشکیل شده است که به‌ترتیب از داخل به خارج عبارت‌اند از: زون گرونادار، زون ایدوکرازدار، زون مونتی سیلیت‌دار، زون فورستریت‌دار که این آخری در شکل دیده نمی‌شود.

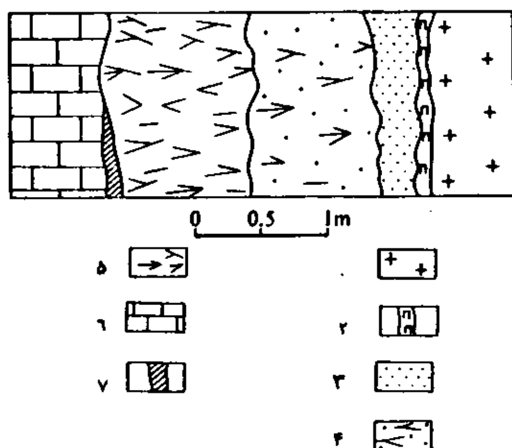
با توجه به ترکیب سنگهای آهکی دو نوع اسکارن را می‌توان تشخیص داد:

ـ اسکارنهای منیزیم‌دار که سنگ آهک از نوع دولومیت است.

ـ اسکارنهای آهکی که سنگ مجاور از نوع کربنات کلسیم است.

مجموعهٔ کانیها در هر یک از این موارد متفاوت است. چنانکه در اسکارنهای منیزیم‌دار مجموعهٔ کانیها شامل فورستریت + اسپینل + دیوپسید + فلوگوپیت + لودویژیت + لازوریت است. درحالی که در اسکارنهای آهکی مجموعهٔ کانیها عبارت‌اند از: دیوپسید + هدنبرژیت + گروسولار + آندرادیت + ولاستونیت + ایدوکراز + شیلیت و سایر کانیهای کلسیم‌دار.

اسکارنها از نظر پیدایش کانسارهای فلزی (منیزیم، آهن، مس، سرب و روی، مولیبدن). تنگستن ($CaWO_4$) و میکاهای فلوگوپیت ارزش اقتصادی دارند. کانسارزایی در اسکارنها جزء قاعدهٔ کلی است که باید مورد توجه کانی‌شناسان و معدنچیان قرار گیرد. به‌علاوه، اسکارنها از نظر کانسارهای بیسموت و طلا نیز باارزش‌اند. تمام میکای فلوگوپیت

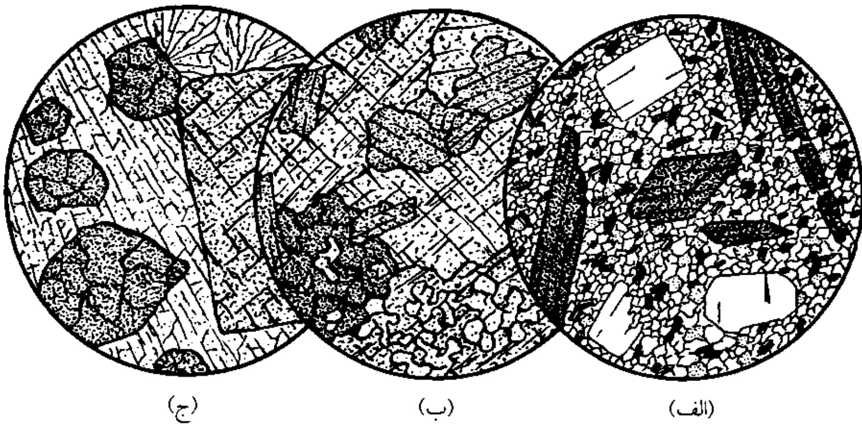


شکل ۷–۸ زونالیتهٔ متاسوماتیک که با ورود تودهٔ نفوذی به داخل سنگ آهک به‌وجود آمده است:
۱. گرانیت، ۲. سنگهای پیروکسن ـ پلاژیوکلازدار، ۳. اسکارن پیروکسن وگرونای دانه‌ریز، ۴. اسکارن‌پیروکسن و گرونای دانه‌متوسط و درشت، ۵. اسکارن پیروکسن‌دار (نوع‌هدنبرژیت)، ۶. آهک مرمرشده، ۷. تودهٔ نفوذی.

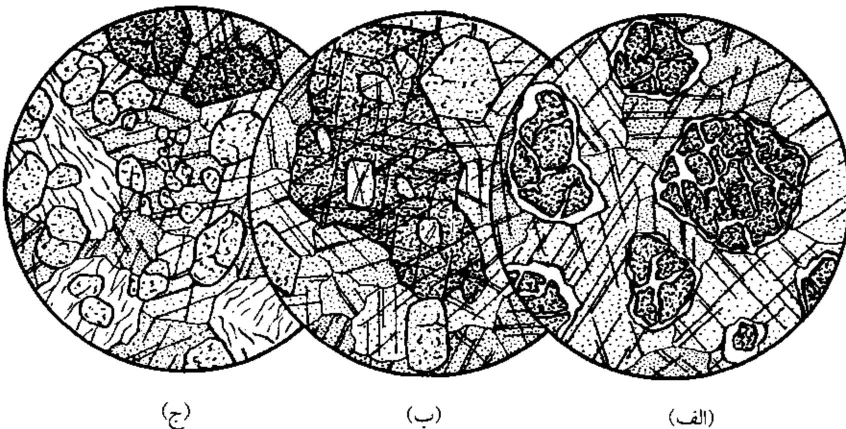
دنیا، تقریباً ۵۰ درصد از تنگستن، ۳۰ درصد سرب و روی، مقدار بسیاری زیادی از مولیبدن، آهن و مس از نهشته‌های‌اسکارن به‌دست می‌آید. درمجاورت توده گرانودیوریت قصر فیروزه (واقع در جنوب شرق تهران) با سنگهای آهکی تریاس، گروسولار، دیوپسید و ولاستونیت به‌وجود آمده و معدن آهن قصر فیروزه در نتیجهٔ همین پدیده تشکیل شده است. در اطراف تودهٔ نفوذی گرانیتویید اهر مجاورت آن با سنگهای آهکی، اسکارنهایی با ترکیب کانی‌شناسی کلینوپیروکسن، گرونا، پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت، مانیتیت، آمفیبول، کوارتز، بیوتیت و کلینوزوییزیت به‌وجود آمده است (که حاوی مولیبدن و مس است ـ معدن مزرعه). کانیهای تشکیل‌دهندهٔ اسکارنها مثلاً گروناها، پیروکسنها و فلوگوپیتها بسیار دانه‌درشت‌اند و این امر دخالت گازهای تحت‌فشار را به‌اثبات می‌رساند. به‌همین دلیل به اسکارنها، هورنفلسهای پگماتیتی هم می‌گویند.

۵. هورنفلسهای بازیک

اگر سنگهای بازیک (بازالت و انواع مشابه) در معرض دگرگونی شدید دمایی قرار گیرند به هورنفلس متراکم و تیره‌رنگی تبدیل می‌شوند که در زیر میکروسکوپ با بافت گرانوبلاستی موزاییکی خود مشخص‌اند و در آن لابرادوریت دیوپسید، هیپرستن و کانیهای فرعی مانند آپاتیت، مانیتیت و اسفن هم یافت می‌شود. هورنفلسهایی که از

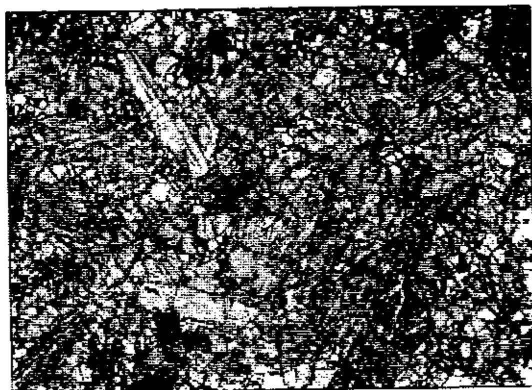


شکل ۷-۹ سه نوع اسکارن (قطر دایره‌ها ۲٫۵ میلی‌متر است):
الف) مرمر اسکاپولیت + آکتینوت + فلوگوپیت‌دار. کانی با رنگ روشن اسکاپولیت و کانی تیره‌رنگ آکتینوت است.
ب) اسکارن: گروسولار (پایین سمت چپ) + ایدوکراز + دیوپسید + اپیدوت.
ج) اسکارن: بلور درشت چهارگوش ایدوکراز است + گرونا + پرهنیت + پیروکسن



شکل ۷-۱۰ مرمرهای منیزیم‌دار (قطر دایره‌ها سه میلی‌متر است):
الف) مرمر فورستریت‌دار: شامل کلسیت + فورستریت؛ کانی اخیر تا اندازه‌ای به سرپانتین تبدیل شده است.
ب) مرمر دیوپسید ـ ایدوکرازدار، دیوپسید + ایدوکراز + کلسیت.
بلور دیوپسید در وسط قرار دارد و حاوی انکلوزیون ایدوکراز است. زمینهٔ سنگ از کلسیت و ایدوکراز ساخته شده است.
ج) مرمر اسپینل + کندرودیت + بروسیت‌دار؛ بلور اسپینل خودشکل در بالای شکل؛ دانه‌های غیر خودشکل، کندرودیت است که در زمینهٔ بروسیت قرار دارند.

دگرگونی آندزیتها ایجاد می‌شوند عموماً دارای بیوتیت و گاه آثار بافت پورفیری اولیه‌اند. در پریدوتیت هورنفلس، کانیها جهت‌یافتگی خاص ندارند و اساساً از ارتوپیروکسن و اولیوین تشکیل یافته‌اند (شکل ۷-۱۱).



شکل ۷-۱۱ یک هورنفلس پریدوتیتی؛ نور طبیعی ۱۴ برابر در این مقطع نازک فقط اولیوین (دانه‌های کوچکتر) و ارتوپیروکسن (کانی طویل) دیده می‌شود. این سنگ در مجاورت یک تودهٔ دیوریتی قرار داشته و دگرگون شده است.

اگر توده‌های سرپانتینی در حاشیه باتولیتها وجود داشته باشد ابتدا آب آن آزاد می‌شود و در نتیجه به کانیهای آذرین اولیه خود بدل می‌شود (شکل ۷-۱۱). این قبیل هورنفلسها را هورنفلسهای منیزیم‌دار می‌گویند.

برای مطالعه بیشتر

اگر سنگ در رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس دگرگون شود، می‌توان در آن اجتماعی از کانیهای اولیوین ـ انستاتیت ـ اسپینل ـ کلینوکلر را مشاهده کرد، ولی در رخسارهٔ هورنبلند هورنفلس، سرپانتین و تالک به آنتوفیلیت تبدیل می‌شود که گاهی با کوردیریت و کامینگتونیت همراه اند.

در رخسارهٔ آلبیت ـ اپیدوت هورنفلس هم مجموعه‌ای از تالک ـ کلریت یا تالک ـ سرپانتین در سنگ می‌توان مشاهده کرد.

ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی

همان‌طور که قبلاً گفته شد، دگرگونی دینامیکی با دگرشکلی سنگها و تبلور مجدد ناشی از تنش مشخص می‌شود و معمولاً با کاهش اندازهٔ کانیهای سنگ همراه است. هنگامی که سنگ اولیه (رسوبی، آذرین یا دگرگونی) تحت‌تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد، فابریک آن در هم

می‌ریزد. به‌همین دلیل در نامگذاری سنگهای حاصل از دگرگونی دینامیکی، در مقایسه با سنگهایی که از دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای به‌وجود می‌آیند، ترکیب کانی‌شناسی نقش مهمی ندارد و آنچه برای تمیز انواع آنها اهمیت دارد فابریک این سنگهاست.

می‌دانیم که رفتار کانیها در مقابل نیروهای دینامیکی به جنس آنها و شرایط فیزیکی محیط بستگی دارد. چنانکه کربنات و کلسیت در بسیاری از شرایط حاکم در پوستهٔ زمین تغییر شکل خمیری پیدا می‌کنند، در حالی که اولیوین تنها در شرایط گوشته، چنین حالتی از خود بروز می‌دهد. بنابراین اگر کانی اخیر در شرایط پوستهٔ زمین تحت‌تأثیر نیروهای تکتونیکی قرار گیرد، ساختمان آن در هم می‌ریزد. همین حالت برای کوارتز و کربنات در شرایط نزدیک به سطح زمین به‌وجود می‌آید. این دو کانی، براثر تغییر شکل مکانیکی ابتدا از قسمت حاشیه‌های خود می‌شکنند و در صورت ادامهٔ این عمل به دانه‌های ریزتری خرد می‌شوند. کلیهٔ این تغییرات براثر جریان یافتن سنگ اتفاق می‌افتد و نتیجهٔ آن ایجاد سنگهای جهت‌دار است. در عین حال نیز ممکن است دانه‌های کوچکتر، به‌هم جوش بخورند یا مجدداً متبلور شوند.

کانیهای مقاومتر مانند گرونا و فلدسپار مقاومت می‌کنند. به‌همین دلیل در سنگهای میلونیتی این قبیل کانیها غالباً به‌صورت قطعات زاویه‌دار یا مدوّر (پورفیروکلاست) در کنار قطعات خردشدهٔ کوارتز قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۲). میکاها به سرعت پیچ و تاب



شکل ۷-۱۲ پورفیروکلاستهای فلدسپار پتاسیک در زمینه‌ای از موسکوویت + کوارتز در یک سنگ اولترامیلونیت.

برمی‌دارند و در عین حال به سرعت تبلور مجدد پیدا می‌کنند و حتی ممکن است براثر ورود آب و دیگر سیالات در درزها و شکستگیهای مویین واکنشهایی رخ دهد که با پیدایش کانیهای آبدار همراه باشد. اقسام مهم سنگهای دگرگونی دینامیکی عبارت‌اند از:

۱. میلونیت

میلونیتها از دگرشکلی کاتاکلاستی شدید سنگها تا حد خرد شدن به‌وجود می‌آیند. در این حالت ترکیب شیمیایی سنگ اولیه تغییر نمی‌کند ولی تحت‌تأثیر نیروهای شدید تکتونیکی ـ مانند حرکتی که در طول یک گسل در سنگهای دو طرف آن پدید می‌آید ـ سنگ خرد و به قطعات کوچکتر تقسیم می‌شود. این قطعات با سیمانی از مواد خردشدهٔ دانه‌ریزتر به‌هم متصل‌اند (شکل ۶-۱۸).

میلونیتها غالباً بسیار دانه‌ریزند و در آن معمولاً چشمهایی از سنگهای خردنشدهٔ اولیه در سیمانی از کانیهای خردشده به‌طور پراکنده دیده می‌شود. در زیر میکروسکوپ، در حاشیهٔ دانه‌ها، نشانه‌های خردشدگی واضحی ملاحظه می‌کنیم. بسیاری از کانیها خاموشی موجی دارند. میلونیتها، علی‌رغم شرایط‌خاصی که درتشکیل آنها دخالت می‌کند، سنگهای سخت و به‌هم پیوسته‌اند و این مسئله نشان می‌دهد که خرد شدن ذرات در شرایط فشار زیاد انجام شده است.

میلونیتهایی که خردشدگی بسیار شدیدی دارند به پسودوتاکی‌لیت[1]* تبدیل می‌شود که ظاهری شیشه‌مانند و تیره‌رنگ دارد و به‌صورت رگه‌های ناپیوسته در بعضی از میلونیتها دیده می‌شوند. عموماً تشکیل پسودوتاکی‌لیت را به ذوب سنگهای خردشده در دمای زیاد ناشی از گرمای اصطکاک مربوط می‌دانند. ولی بررسیهای پرتو ایکس و تعیین ضریب شکست ثابت کرده است که بعضی از پسودوتاکی‌لیتها مخفی متبلورند و از خرد شدن بعضی از سنگهای مانند گرانیت به‌وجود می‌آیند بدون آنکه عمل ذوب رخ داده باشد.

بسیاری از میلونیتها بافت ورقه‌ای دارند که اندازهٔ دانه‌ها، رنگ یا ترکیب کانی‌شناسی هر ورقه با ورقهٔ مجاور متفاوت است. این حالت در نتیجهٔ جریان یافتن سنگ (مسلماً در حالت جامد) حاصل می‌شود. به‌علاوه محور طویل‌شدگی کانیها (حتی کوارتز) نیز منطبق با جهت جریان است.

---

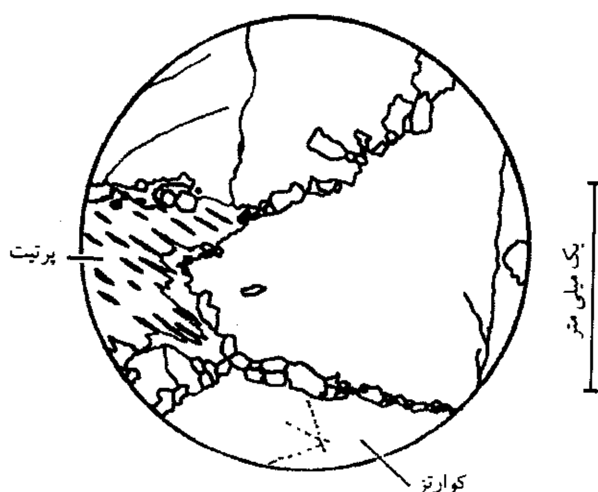
* تاکی‌لیت بازالت شیشه‌ای سیاه‌رنگی است که از انجماد سریع گدازه‌های بازالتی به‌وجود می‌آید.

1. pseudotachylite

میلونیتهای گرانیتی و ماسه‌سنگی. کوارتز کانی اصلی آنهاست و جهت‌یافتگی خاصی از خود نشان می‌دهد، به‌نحوی که محورهای نوری آنها با جهت حرکت و خردشدگی سنگ تقریباً موازی است. این قبیل میلونیتها نسبتاً فراوانترند. در سطح زمین دانه‌بندی سنگ تغییر می‌کند و ابتدا به گنیس گرانیتی فولیاسیون‌دار و سپس به میلونیت تبدیل می‌شود.

این مراحل در سه حالت زیر نشان داده شده است:

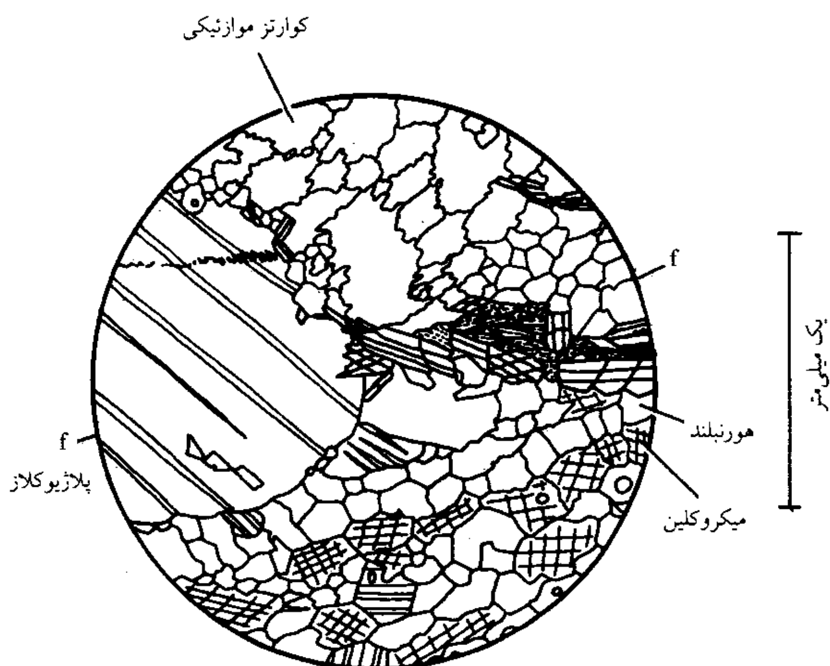
الف) در شکل ۷-۱۳ مقطعی از گرانیت دانه‌درشت با بافت ساروجی[1] را ملاحظه می‌کنیم. اگرچه در نمونهٔ دستی دگرشکلی آن چندان آشکار نیست، در زیر میکروسکوپ، بین بلورهای دانه‌درشت کوارتز، کوارتزهای خردشده و دانه‌ریزی دیده می‌شود که نشانهٔ خردشدگی سنگ است و در بعضی نقاط نیز بلورهای کوارتز شروع به رشد کرده‌اند که می‌توان آنها را در حد بین درشت‌بلورها ملاحظه کرد. این همان بافت ساروجی (مورتار) است که از اختصاصات دگرشکلی دینامیکی سنگها به‌شمار می‌آید. بلورهای کوارتز در حال رشد و تغییر شکل‌نیافته، بین خود و در محل اتصال سه‌تایی، زاویهٔ ۱۲۰درجه تشکیل داده‌اند که نشانهٔ رشد آنها در حالت جامد است (علامت + در شکل ۷-۱۳). نظیر این حالت در مقاطع میکروسکوپی گرانیت لاهیجان در کنار جادهٔ لنگرود دیده می‌شود.



شکل ۷-۱۳ گرانیت با بافت ساروجی.

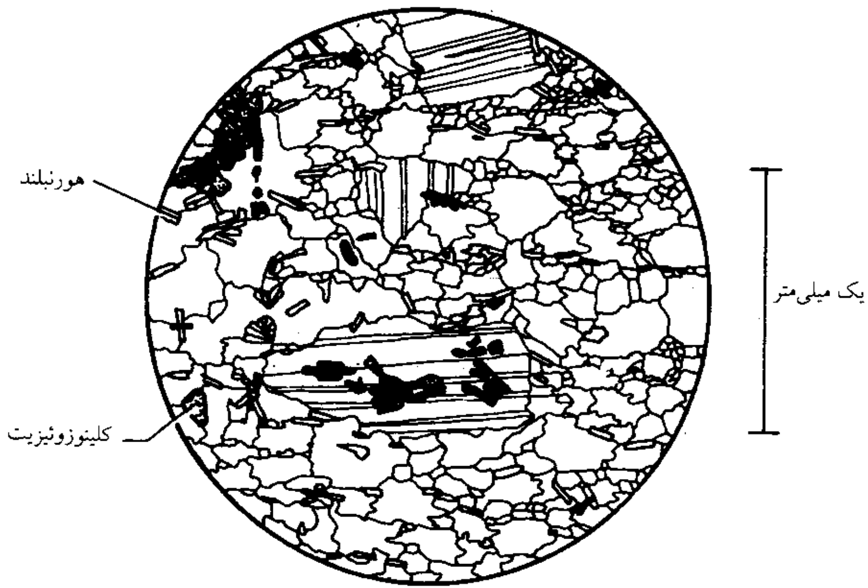
1. mortar texture

ب) در شکل ۷-۱۴، نمونه‌ای از میلونیت گرانیتی را ملاحظه می‌کنیم. در این شکل پورفیروکلاست پلاژیوکلاز در سمت چپ قرار دارد و امتداد ff نیز جهت فولیاسیون سنگ را مشخص می‌سازد. در اینجا به‌جای فلدسپار پتاسم اولیهٔ گرانیت که از نوع پرتیتی بوده است، میکروکلین به‌وجود آمده که فاقد انکلوزیون آلبیت است (یعنی پرتیت). به‌علاوه، پورفیروکلاست پلاژیوکلاز تغییر شکل نسبی داده، حاشیه‌های آن مدوّر شده، ماکل آن از نوع دگرشکلی است (یعنی امتداد نوارهای ماکل، منقطع یا نازک و مخروطی است) و بلورهای گرانوبلاستی کوارتز نیز بافت مضرسی پیدا کرده‌اند. مشخصهٔ مهم این میلونیت عبارت از اختلاف اندازهٔ دانه، حدود دانه و شکل آن است که همگی معرف یک دگرگونی دینامیکی در سنگ‌اند. با توجه به فولیاسیون موجود می‌توان آن را گنیس گرانیتی نامید.



شکل ۷-۱۴ یک میلونیت گرانیتی؛ ff جهت فولیاسیون است.

ج) در شکل ۷-۱۵، میلونیت گرانیتی دیگری را ملاحظه می‌کنیم که تغییر شکل شدیدتر و نسبت پورفیروکلاستهای آن کمتر یعنی یک میلونیت واقعی است. در حاشیهٔ پورفیروکلاست پلاژیوکلاز (که ماکل دگرشکلی دارد)، جانشینهایی از پلاژیوکلاز بدون



شکل ۷-۱۵ یک میلونیت گرانیتی شدیداً خردشده.

ماکل و کوارتز ملاحظه می‌کنیم. به‌علاوه، قسمتی از این فنوبلاست به کلینوزوئیزیت تبدیل شده است که در این صورت مجموعهٔ کانیهای این میلونیت عبارت است از:

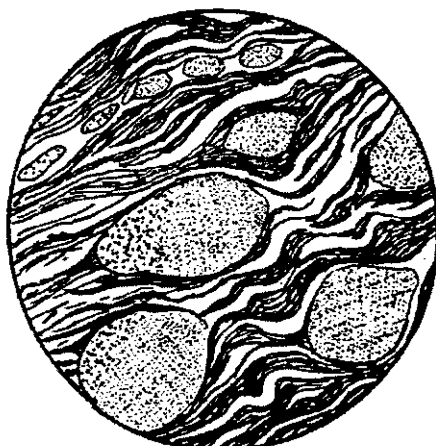
آلبیت + کوارتز + کلینوزوئیزیت + هورنبلند + کانی کدر

گابرومیلونیتی. با توجه به کانیهای دما بالا و مقاوم گابروها، این قبیل سنگها هم ممکن است به‌حالت میلونیت درآیند.

پریدوتیتهای میلونیتی. با توجه به شکنندگی کانیهای پریدوتیت در شرایط پوستهٔ زمین (به‌ویژه اولیوین)، مخصوصاً در مناطقی که پوستهٔ اقیانوسی به زیر صفحهٔ قاره‌ای کشیده می‌شود، این سنگها ضمن حرکت خرد می‌شوند و به این طریق پریدوتیت میلونیتی به‌وجود می‌آید که با ساخت ورقه‌ای یا خطی خود مشخص است. اگر در این قبیل میلونیتها، سرپانتین و تالک دیده نشود، باید بپذیریم که تغییر و تبدیل بدون حضور آب و در دمای نسبتاً زیاد انجام شده است.

گنیسهای چشمی. بعضی از گنیسهای چشمی منشأ میلونیتی دارند. فلدسپارهای درشت آن که به شکل «چشم»اند، پورفیروکلاستهایی‌اند که در هنگام جریان یافتن سنگ،

به‌صورت بلورهای مقاوم و پابرجا باقی مانده‌اند. گاهی قطعات خردشده آن، در دو انتها و در پناه بلور محفوظ مانده است. باید خاطرنشان کنیم که بعضی از چشمها ممکن است منشأ متاسوماتیکی داشته باشند. در این حالت، درشت‌بلورهای فلدسپار (میکروکلین یا الیگوکلاز) در نتیجهٔ ورود سیالات آلکالی از منشأ گرانیت به‌وجود آمده‌اند. در صحرا و در نمونه‌های دستی تشخیص منشأ این دو نوع گنیس چشمی مشکل است (شکل ۷-۱۶).



شکل ۷-۱۶ گنیس چشمی میلونیتی (قطر دایره ۶ میلی‌متر است). اشکال تخم‌مرغی فلدسپار در زمینهٔ موسکوویت، کوارتز و کلریت دیده می‌شود.

پروتومیلونیت، میلونیتی است که پورفیروکلاستهای زیادی داشته باشد.

اولترامیلونیت، میلونیت شدیداً خردشده‌ای است که دارای پورفیروکلاستهای بسیار اندک یا بدون پورفیرکلاست باشد. در حالتی که پورفیروکلاست دیده شود، حاشیه و اطراف آن به‌شدت خردشده و کانی حالت مدوّر پیدا کرده است (شکل ۷-۱۰).

تفاوت بین انواع میلونیتهای یاد شده در بالا با توجه به قطعات درشت قابل رؤیت عبارت است از:

- پروتومیلونیت که بین ۵۰ تا ۹۰درصد از قطعات درشت قابل رؤیت در آن وجود دارد.
- میلونیت که بین ۱۰ تا ۵۰درصد از قطعات درشت قابل رؤیت در آن وجود دارد.
- اولترامیلونیت که بین ۰ تا ۱۰درصد از قطعات درشت قابل رؤیت در آن وجود دارد.

۲. کاتاکلازیت

اصطلاح کاتاکلازیت معمولاً در مورد سنگهایی به‌کار می‌رود که اختصاصات دگرشکلی کاتاکلاستی در آن ظاهر شود ولی حد نهایی دانه‌ای شدن (ریزدانه) که مشخص میلونیتهاست در آن دیده نشود، به‌نحوی که به‌آسانی بتوان کانیها و بافت سنگ مادر را از روی قطعات موجود تشخیص داد به‌همین دلیل آنها را جزء سنگهای تورق نیافته منظور می‌کنند. اصطلاح فلیزر گابرو یا فلیزر گرانیت، عبارت از سنگهای دگرگونی‌ای است که در آنها عدسیها یا قطعاتی از کانیهای اصلی یا کانیهای دست‌نخورده و سالم گابرو یا گرانیت در زمینه‌ای از مواد خردشده و ساییده‌شده قرار گرفته و سنگ ظاهری جریان‌یافته داشته باشد. خردشدگیهای موجود در گسلها که به آن برش گسلی هم می‌گویند نوعی کاتاکلازیت است. در مناطق خردشده و تکتونیکی که به آن کراش‌زون[1] هم می‌گویند سنگهای به‌شدت خردشده از این نوع محسوب می‌شوند.

بعضی از کاتاکلازیتها ممکن است از سنگهای رسوبی به‌وجود آیند، چنانکه کلسیت در سنگهای آهکی تغییر شکل می‌دهد و سنگ به مرمر کاتاکلازیت تبدیل می‌شود (شکل ۷-۱۷). در این حالت بلورهای کلسیت به‌صورت دانه‌های طویل‌شده درمی‌آیند که به‌دنبال هم و بین کلسیتهای دانه‌ریز قرار می‌گیرند و سنگ لایه‌بندی ظریفی پیدا می‌کند.



شکل ۷-۱۷ مرمر کاتاکلازیت. قطر دایره ۲٫۵ میلی‌متر است. حاشیهٔ بعضی از بلورهای کلسیت خردشده و سنگ ظاهری جهت‌یافته دارد.

1. crash zone

کاتاکلازیتهایی که از گری‌واک، ماسه‌سنگ و توف به‌وجود آیند ممکن است ظاهری بین سنگ اصلی و شیست داشته باشند. در این حالت به آن سمی‌شیست[1] می‌گویند. در سمی‌شیستها دانه‌های کوارتز و فلدسپار با حاشیهٔ خردشده و خاموشی موجی دیده می‌شوند که در بین خمیره‌ای دانه‌ریز از کوارتز و فلدسپار و کانیهای نوظهور مانند کلریت، اپیدوت، موسکوویت و پومپله‌ایت دیده می‌شوند.

۳. فیلونیت

فیلونیتها یا فیلیتهای میلونیتی سنگهایی شبیه فیلیتهایند (در نمونهٔ دستی) و در نتیجهٔ دگرشکلی شدید سنگهای دانه‌ریز مانند اسلیت، شیست یا دانه‌درشت نظیر گرانیت، گنیس و گری‌واک به‌وجود می‌آیند. کاهش در اندازهٔ دانه‌ها، نتیجهٔ جریان یافتن سنگ در حال جامد است که ممکن است با تبلور دوبارهٔ کانیهایی مانند کوارتز و کلسیت یا رشد سایر کانیها که به آن کانیهای نوظهور می‌گویند (مانند میکا، کلریت، آلبیت و اپیدوت) همراه باشد.

یکی از مشخصه‌های مهم در تکامل فیلونیتها، حرکت ناهماهنگ دانه‌ها در سطح لغزش است که سنگ ظاهری شیستی به‌خود می‌گیرد و به این ترتیب در آن چینهای کوچک در مقیاس میکروسکوپی به‌وجود می‌آید. محصول نهایی این فرایند ایجاد فیلونیت است که از نظر کانی‌شناسی و ساختمانی شبیه فیلیت ولی از نظر منشأ و ساخت با آن متفاوت است. کانیهای سازندهٔ فیلونیت همان انواعی‌اند که در فیلیت دیده می‌شود و از نظر رخساره هم جزء رخسارهٔ شیست سبز محسوب می‌گردد.

فیلونیتها در بعضی از مناطق کوه‌زایی ممکن است براثر دگرگونیهای ناشی از جابه‌جایی در دمای کم و در سنگهایی بروز کند که قبلاً در دماهای بالاتری قرار داشته و دگرگونی یافته‌اند. این خود حالتی از دگرگونی قهقرایی است. در این قبیل فیلونیتها، در مجموعهٔ کانیها نشانه‌هایی از عدم تعادل شیمیایی دیده می‌شود. مثلاً فیلونیت کوارتز ـ موسکوویت ـ کلریت‌دار ممکن است واجد دانه‌های درشت منهدم‌شدهٔ کانیهای دمای بالا مانند گرونا، استروتید، بیوتیت و آندالوزیت باشد که از دگرگونی قبلی به‌وجود آمده‌اند. خاطرنشان می‌کنیم که کلریتی شدن در حاشیهٔ سه کانی گرونا، استروتید و بیوتیت و جانشینی موسکوویت به‌جای آندالوزیت دلیل واضح بر عدم تعادل شیمیایی است که در بالا از آن صحبت شده است.

---
1. semischist

با این توضیحات، می‌توان اقسام سنگهای دگرگونی دینامیکی را چنین خلاصه کرد:

جدول ۷-۳ اقسام سنگهای دگرگونی دینامیکی

سنگهای دگرگونی دینامکی	الف) کاتاکلازیت (سنگهای کمی‌یا بدون جهت‌یافتگی)	***برش گسلی با سیمان سیلیسی****: کمتر از ۱۰ درصد ذرات خمیری داشته باشد. ***برش گسلی با سیمان آهکی****: اگر کمتر از ۱۰ درصد ذرات خمیری داشته باشد. ***پسودوتاکی‌لیت***: در اعماق حداکثر تا ۱۰ کیلومتری پدیده می‌آید و قطعات دانه‌ریز در زمینهٔ شیشه‌ای قرار دارد.
	ب) میلونیتها (سنگهای کم و بیش جهت‌یافته)	***پروتومیلونیت***: که بین ۵۰ تا ۹۰ درصد حجم سنگ از پورفیروکلاست تشکیل شده است. ***میلونیت***: بین ۱۰ تا ۵۰ درصد حجم سنگ از پورفیروکلاست تشکیل شده است. ***اولترامیلونیت***: بین صفر تا ۲۰ درصد حجم سنگ از پورفیروکلاست تشکیل شده است
	ج) فیلونیت (جهت‌یافت)	جهت‌یافته با کلیواژ لغزشی و از نظر مشخصات کانی‌شناسی شبیه فیلیت است.

ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

اصولاً دگرگونی ناحیه‌ای همزمان با چین‌خوردگی آغاز می‌شود اما مدت زمان آن همیشه طولانیتر از چین‌خوردگی است، زیرا در حالت دگرگونی باید دو نوع تعادل برقرار شود: تعادل تکتونیکی و تعادل کانی‌شناسی. بنابراین، ممکن است بخش مهمی از دگرگونی ناحیه‌ای با تکتونیک همزمان باشد ولی بعد از حادثهٔ تکتونیکی نیز راه آن ادامه دارد. چنانکه شیستوزیته همزمان با چین‌خوردگی رخ می‌دهد، ولی تبلور کانیها، به‌خصوص رشد پورفیروبلاستها، بعد از چین‌خوردگی نیز ادامه دارد.

سنگهای این گروه دارای شیستوزیته یا فولیاسیون است و نشان‌دهندهٔ دگرشکلی مهمی است که در فرایند دگرگونی بر آنها وارد آمده است. انواع درجات ضعیف آن، عمدتاً در بخشهای فوقانی و بیرونی مناطقی که تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای شدید قرار گرفته باشد دیده می‌شوند و انواع درجات شدید نیز خاص مناطق داخلی و درونی‌اند که اصولاً با میگماتیتها همراه‌اند. گاهی توده‌های گرانیتی از محل تشکیل خود جابه‌جا می‌شوند و کمی دورتر در مناطق درجات دگرگونی ضعیفتر نفوذ می‌کنند و دگرگونی مجاورتی به‌وجود

---

* فقط وجود سیمان است که به تشخیص این دو از هم کمک می‌کند.

می‌آورند که تاکنون به چند نمونهٔ آن اشاره شده است. این گرانیت را می‌توان بعد از تکتونیک (پست تکتونیک) دانست.

لازم به یادآوری است که در جریان این نوع دگرگونی، ممکن است واکنشهایی شیمیایی که با حضور آب و دخالت سیالات تشدید می‌شود (دگرگونی هیدروترمال) نیز صورت گیرد؛ مثلاً وجود عدسیها یا رگه‌های تالک شیست در سنگهای سرپانتینی و گسترش شیستهای گلوکوفان‌دار در ماسه‌سنگها، دیابازها و بازالتها که ناشی از نشت و نفوذ سیالات غنی از سدیم به داخل این سنگهاست.

کانی‌شناسی

برای بحث در ترکیب کانی‌شناسی بهتر است کلیهٔ سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای را به دو گروه بزرگ تقسیم کنیم:

- انواع درجات ضعیف که حد پایداری آنها در رخسارهٔ شیست سبز و رخسارهٔ آمفیبولیت درجات ضعیف است.
- انواع درجات شدید که با رخساره‌های آمفیبولیت، گرانولیت و اکلوژیت تطبیق می‌کنند.

در انواع درجه ضعیف، اصولاً کانیهایی از انواع سیلیکاتهای آبدار دیده می‌شود و انواع بی‌آب و دما بالا مانند اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در آنها وجود ندارد. البته در این مورد باید کوارتز را استثنا کرد. انواع «مجموعهٔ کانیهای» گروه اول را در جدول ۷-۴، براساس رخسارهٔ دگرگونی و نوع سنگ مادر نشان داده‌ایم و جدول ۷-۵ را نیز به انواع درجات شدید اختصاص داده‌ایم.

- شیستهایی که از دگرشکلی پلیتها و سنگهای کوارتز و فلدسپاری به‌وجود آمده‌اند دارای کانیهای اصلی مانند موسکوویت، کلریت، بیوتیت (کانی اخیر در درجات ضعیفتر دیده نمی‌شود)، اپیدوت، کوارتز و آلبیت‌اند. فلدسپار پتاسیم‌دار فقط و به‌ندرت در شیستهای کوارتز و فلدسپاری دیده می‌شود مشروط بر آنکه مقدار K_2O و Al_2O_3 به حد کافی در محیط موجود باشد. کلریتویید، استیلپنوملان و گرونای منگنزدار، اگرچه در دمای کم پایدارند، از نظر پیدایی محدودند و منحصراً درسنگهایی با ترکیب شیمیایی استثنایی به‌وجود می‌آیند. ولی در درجات شدیدتر رخسارهٔ آمفیبولیت، علاوه بر بیوتیت و موسکوویت که از کانیهای مشخص سنگهای پلیتی‌اند، گرونای آلماندین، استروتید و دیستن (یا ترکیباتی از این کانیها) حضور دارند.

جدول ۷-۴ مجموعهٔ کانیهای اصلی در شیستهای دگرگونی درجه ضعیف براساس نوع سنگ اولیه (بدون کانیهای فرعی)

نوع سنگ اولیه	رخساره: شیست سبز	رخساره: آمفیبولیت (زیر رخسارهٔ درجات ضعیف)
پلیتی	مجموعهٔ موسکوویت ـ کلریت ـ کوارتز ـ آلبیت مجموعهٔ بیوتیت ـ موسکوویت ـ کوارتز ـ آلبیت مجموعهٔ کلریتویید ـ موسکوویت ـ کوارتز (ـ بیوتیت یا کلریت)	مجموعهٔ موسکوویت ـ بیوتیت ـ گرونا ـ آلبیت ـ کوارتز مجموعهٔ موسکوویت ـ کلریتویید ـ بیوتیت ـ کوارتز (ـ گرونا)
کوارتزو فلدسپاری	مجموعهٔ کوارتز ـ آلبیت ـ اپیدوت ـ(موسکوویت) مجموعهٔ کوارتز ـ آلبیت ـ اپیدوت ـ میکروکلین (ـ موسکوویت)	مجموعهٔ کوارتز ـ آلبیت ـ اپیدوت (ـ موسکوویت ـ بیوتیت) مجموعهٔ کوارتز ـ آلبیت ـ اپیدوت ـ میکروکلین(ـ موسکوویت ـ بیوتیت).
آهکی	مجموعهٔ کلسیت ـ دولومیت ـ کوارتز مجموعهٔ کلسیت ـ ترمولیت ـ اپیدوت ـ کوارتز	مجموعهٔ کلسیت ـ ترمولیت ـ کوارتز مجموعهٔ کلسیت ـ دیوپسید ـ اپیدوت ـ کوارتز مجموعهٔ کلسیت ـ دیوپسید ـ ایدوکراز ـ کوارتز
بازیک	مجموعهٔ آلبیت ـ کلریت ـ اپیدوت ـ کلسیت (ـ استیلپنوملان) مجموعهٔ آلبیت ـ آکتینوت ـ کلریت ـ اپیدوت مجموعهٔ گلوکوفان ـ لاوسونیت ـ کلریت ـ آلبیت	مجموعهٔ آلبیت ـ هورنبلند ـ اپیدوت (ـ گرونا) مجموعهٔ گلوکوفان ـ لاوسونیت ـ دیوپسید ـ گرونا ـ آلبیت
منیزیم‌دار	مجموعهٔ تالک ـ کربنات مجموعهٔ آنتی‌گوریت ـ کربنات ـ سرپانتین مجموعهٔ تالک ـ آکتینوت	آنتی‌گوریت مجموعهٔ آکتینوت ـ کلریت مجموعهٔ آنتوفیلیت ـ کلریت

در شیستهای کوارتز و فلدسپاری، مقدار فلدسپار زیادتر است و حاکی از آن است که ترکیب شیمیایی برای تشکیل آن مساعد بوده است. فلدسپار مزبور از نوع اُرتوکلاز یا میکروکلین یا پلاژیوکلاز غنی از سدیم است. پلاژیوکلاز خاص آمفیبولیتها اساساً اُلیگوکلاز یا آندزین است که با اپیدوت و کلینوزوئیزیت همراه است.

ـ کانیهایی که از دگرگونی درجه ضعیف سنگهای آذرین بازیک به‌وجود می‌آیند. عبارت‌اند از: آلبیت، اپیدوت، کلریت و آکتینوت؛ اسفن و کلسیت نیز به‌صورت کانیهای فرعی در آن حضور دارند. از دگرشکلی سنگهای پلوتونیک بازیک و اولترابازیک هم تالک، آنتی‌گوریت، سرپانتین و کربنات به‌وجود می‌آید که حضور آنها در شیستهای منیزیم‌دار امری عادی است. در درجات شدید کانی اساسی هورنبلند است. آنتوفیلیت نیز

فقط در سنگهای منیزیم‌دار ظاهر می‌شود. در سنگهای رخسارهٔ گرانولیتی، میکا و آمفیبول کمیاب است یا ابداً وجود ندارد. به‌جای میکا، اُرتوز پرتیتی همراه با سیلیکاتهای آلومینیم مانند آلماندین، دیستن یا سیلیمانیت را پیدا می‌کنیم و به‌جای آمفیبول نیز پیروکسن (هیپرستن یا دیوپسید)، پلاژیوکلاز،کلسیت و کوارتز هم ممکن است دیده شوند. کانیهایی مانند روتیل به‌صورت فرعی یافت می‌شوند. در سنگهایی که کمبود سیلیس آشکار باشد، اولیوین، کورندون، اسپینل را نیز می‌توان مشاهده کرد. در رخسارهٔ اکلوژیت نیز کانیهایی مانند گرونا (بیشتر نوع پیروپ) و پیروکسن اُمفاسیت وجود دارد (پیروکسنی است حد واسطِ بین دیوپسید وژادئیت) و گاهی دیستن و روتیل نیز یافت می‌شود.

ـ از دگرگونی درجه ضعیف سنگهای کربناتی که اصولاً به کالک شیست تبدیل می‌شوند کانیهایی مانند کلسیت دولومیت، اپیدوت، ترمولیت، آکتینوت و گاهی کوارتز پدید می‌آید. در حالی که در درجات شدیدتر، به‌جای آمفیبول، پیروکسن حضور دارد، گرونا گروسولار یا گاهی اسکاپولیت، فلوگوپیت نیز یافت می‌شود. در رخساره‌های درجه شدیدتر نیز مجموعهٔ پلاژیوکلاز ـ دیوپسید ـ هیپرستن حضور دارند که گاهی با اسکاپولیت هم ممکن است همراه باشند.

ـ در گلوکوفان شیستها کانیها تنوع زیادتری دارند؛ زیرا، چنانکه خواهیم دید، این سنگها ممکن است در نتیجهٔ متاسوماتیسم سدیم‌دار از سنگهای مختلف و در رخسارهٔ استثنایی فشار زیاد ـ دمای کم به‌وجود آید (رخسارهٔ شیست آبی). در این حالت با کانیهای گلوکوفان، ژادئیت، لاوسونیت، اپیدوت، پومپله‌ایت و ... مشخص می‌گردند.

مثالی از یک سری دگرگونی ناحیه‌ای کلاسیک

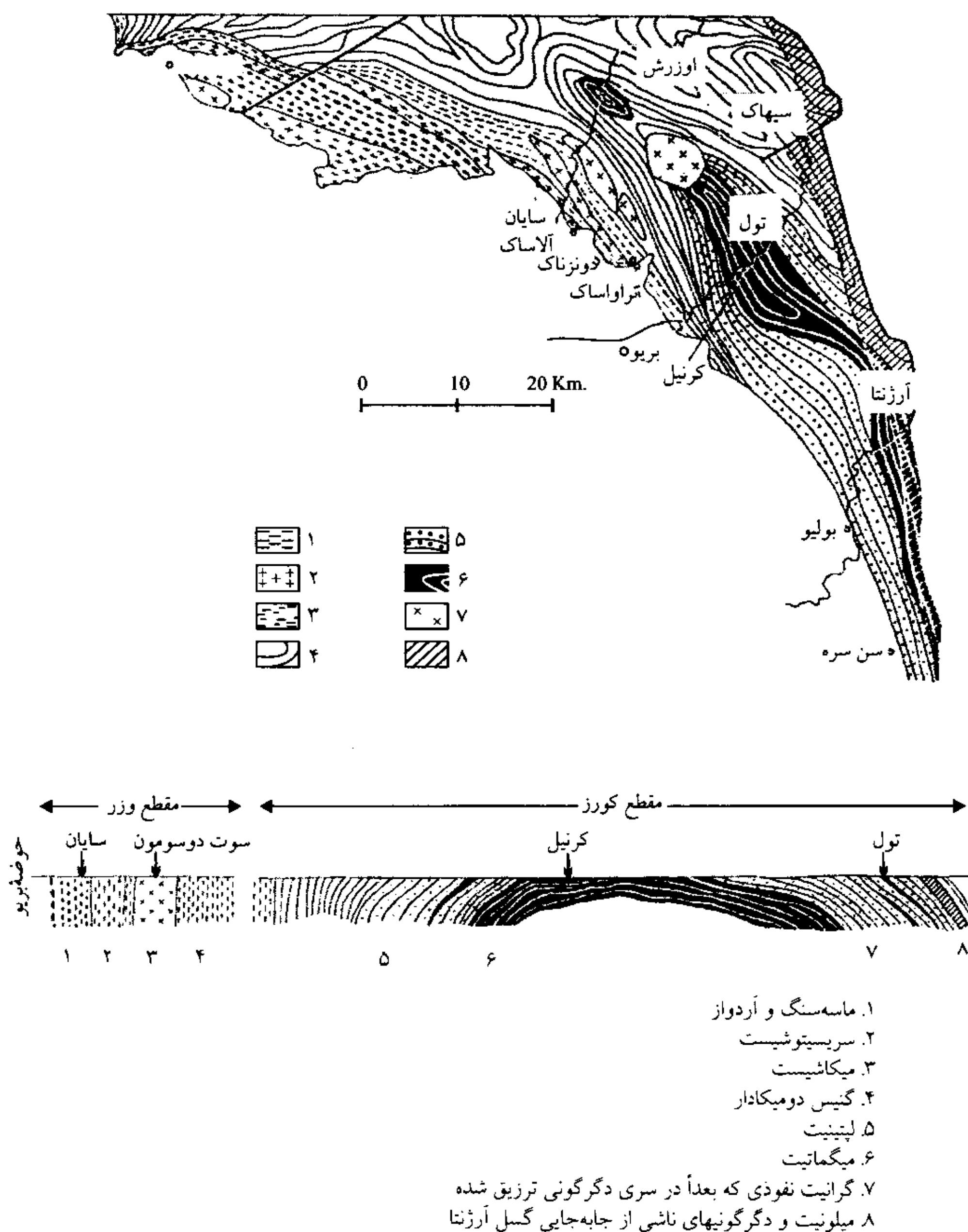
در مغرب ماسیف سانترال فرانسه، ناحیهٔ لیموزن سفلی، مثال جالبی از یک سری دگرگونی ناحیه‌ای وجود دارد که پهنای آن به بیش از ۴۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۷-۱۸) و می‌توان آن را تاقدیسی در نظر گرفت که هر قدر از حاشیه به مرکز آن توجه کنیم درجه و شدت دگرگونی بیشتر می‌شود، چنانکه در مقطع آن ملاحظه می‌کنیم این سری شامل:

۱. سرزمینهای شیستی متورق که در آن لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و آردواز (اسلیت) دیده می‌شود. ضخامت تقریبی آن در حدود ۴۰۰۰ متر است.

۲. در زیر آن سریسیتوشیست و کلریتوشیست وجود دارد که شیستوزیته ظریفی دارد و ضخامت آن به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد.

جدول ۷-۵ مجموعهٔ کانیهای اصلی در رخساره‌های درجه شدید دگرگونی براساس نوع سنگ اولیه (بدون کانیهای فرعی)

نوع سنگ اولیه	رخساره		
	آمفیبولیت (زیر رخسارهٔ درجات شدید)	گرانولیت	اکلوژیت
پلیتی	مجموعهٔ گرونا ـ بیوتیت ـ موسکوویت ـ کوارتز ـ (الیگوکلاز) مجموعهٔ دیستن ـ گرونا ـ موسکوویت ـ بیوتیت ـ کوارتز مجموعهٔ استروتید ـ گرونا ـ بیوتیت ـ موسکوویت ـ کوارتز مجموعهٔ سیلیمانیت ـ بیوتیت ـ موسکوویت ـ گرونا ـ کوارتز مجموعهٔ بیوتیت ـ موسکوویت ـ میکروکلین ـ کوارتز	مجموعهٔ سیلیمانیت (ـ دیستن) ـ گرونا اُرتوز ـ پلاژیوکلاز ـ کوارتز	
کوارتز و فلدسپاری	مجموعهٔ کوارتز ـ میکروکلین ـ پلاژیوکلاز ـ بیوتیت ـ موسکوویت	مجموعهٔ کوارتز ـ اُرتوز ـ پلاژیوکلاز ـ سیلیمانیت (ـ دیستن) ـ گرونا مجموعهٔ پلاژیوکلاز ـ کوارتز ـ اُرتوز ـ هیپرستن ـ گرونا	
آهکی	مجموعهٔ کلسیت ـ دیوپسید ـ کوارتز مجموعهٔ کلسیت ـ دیوپسید ـ گروسولار مجموعهٔ کلسیت ـ دیوپسید ـ کلینوزوئیزیت (زوئیزیت) ـ پلاژیوکلاز مجموعهٔ کلسیت ـ دیوپسید ـ اسکاپولیت ـ فلوگوپیت	مجموعهٔ کلسیت ـ پلاژیوکلاز ـ دیوپسید (اسکاپولیت) ـ کوارتز مجموعهٔ پلاژیوکلاز ـ دیوپسید ـ هیپرستن	
بازیک و منیزیم‌دار	مجموعهٔ هورنبلند ـ پلاژیوکلاز ـ اپیدوت ـ اسفن (کوارتز ـ بیوتیت) مجموعهٔ هورنبلند ـ پلاژیوکلاز ـ گرونا ـ اسفن (ـ اپیدوت) مجموعهٔ هورنبلند ـ پلاژیوکلاز ـ دیوپسید ـ اسفن (ـ اپیدوت) مجموعهٔ اولیوین ـ آکتینوت ـ آنتوفیلیت ـ (ـ کامینگتونیت)	مجموعهٔ پلاژیوکلاز ـ دیوپسید ـ هیپرستن ـ گرونا مجموعهٔ اولیوین ـ انستاتیت ـ آنتوفیلیت (ـ کامینگتونیت)	اُمفاسیت ـ پیروپ (دیستن ـ روتیل)



شکل ۷–۱۸ نقشه سادهٔ زمین‌شناسی لیموزن سفلی (ماسیف سانترال فرانسه) و مقطع سری دگرگونی آن در پایین.

۳. میکاشیستها با شیستوزیته مشخص و واضح که در آنها می‌توان بلورهای موسکوویت و بیوتیت را با چشم تشخیص داد. با کمی دقت، بلورهای کوارتز را در آن می‌توان دید ولی اثبات وجود فلدسپار فقط در زیر میکروسکوپ امکان‌پذیر است. این سنگها، به‌علت وفور بیوتیت، تیره‌رنگ و براق‌اند. ضخامت آنها کمی بیش از ۴۰۰۰ متر است.

۴. گنیس دومیکادار که فلدسپار در آن مشخص است و ضخامت تقریبی آن به ۳۰۰۰ متر می‌رسد.

۵. لپتینیت که از نظر ترکیب مشابه گنیس قبلی است و سنگی سفید تا گلی‌رنگ تقریباً فاقد میکاست. این سنگ از تغییر و تبدیل گنیسهای دومیکادار به‌وجود آمده است.

۶. سنگهای گنیسی سرشار از فلدسپار (گنیس چشمی) و سپس میگماتیتها که ضخامت زیادی به خود اختصاص داده‌اند. توضیح آنکه در آن توده‌های گرانیتی نیز وجود دارند که زمان استقرار آنها دیرتر صورت گرفته به‌نحوی که دگرگونی مجاورتی‌ای در حاشیهٔ خود ایجاد کرده‌اند.

مثال فوق، یک مجموعهٔ دگرگونی ناحیه‌ای در مقیاس وسیع را نشان می‌دهد که تماماً از دگرگونی سنگهای پلیتی به‌وجود آمده‌اند. بررسیهای ژئوشیمیایی نیز نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی شماره‌های ۱ تا ۵ تقریباً ثابت و مشابه ترکیب سنگهای پلیتی رس - ماسه‌ای است. بنابراین، سری سنگهای ۱ تا ۵ در سیستم بسته یا در محیط توپوشیمیایی به‌وجود آمده‌اند. ولی سنگهای گنیس چشمی (شمارهٔ ۶) دارای فلدسپار زیاد و به‌نظر محققانی که این سری را بررسی کرده‌اند، این سنگ در سیستم باز (آلوشیمیایی) به‌وجود آمده و به‌عبارت دیگر موادی از اعماق به آن وارد شده و این سنگ تحت‌تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته است.

با این توضیحات فوق، به‌نظر می‌رسد که سری مورد بحث، از خارج به داخل، تحت شرایط متفاوتی قرار گرفته و شاهد آن بافت و ترکیب کانی‌شناسی سنگهای حاصل است.

اقسام سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

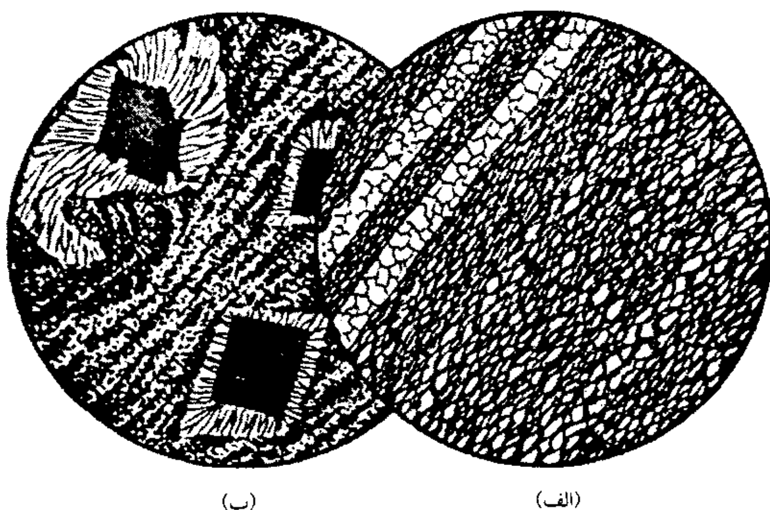
۱. اسلیتها

اسلیتها سنگهایی دانه‌ریزند و خود از دگرگونی رسوبات دانه‌ریزتر به‌وجودمی‌آیند که عادی‌ترین آنها رسوبات پلیتی است. کانیهای اساسی این سنگها، میکای سفید، کلریت، کوارتز و در بعضی حالات در آن لکه‌های تیره‌رنگ گرافیت هم دیده می‌شود (شکل ۷-۵ الف).

کانیهای فرعی نیز عمدتاً تورمالین، روتیل، اپیدوت، اسفن و اکسیدهای آهن است. حضور تورمالین در اسلیتها ممکن است تنها از منشأ سیالات ماگمایی نباشد زیرا بور در بسیاری از گلهای دریایی یافت می‌شود که در نتیجهٔ دگرگونی ممکن است به تورمالین بدل شود.

اپیدوت اصولاً فقط در اسلیتهای سبزرنگی فراوان است که خود از دگرگونی توفهای رسوبی به‌وجود می‌آید و ممکن است با آلبیت همراه باشد. ترکیبات آهن ممکن است به‌صورت مانیتیت اکتائدری یا پیریت مکعبی (شکل ۷-۱۹) یا گاهی به‌صورت هماتیت در سنگ دیده شود. به‌همین دلیل رنگ اسلیتها متفاوت است. چنانکه اسلیتهای سبزرنگ معرف حضور آهن دوظرفیتی و اسلیتهای قرمز و ارغوانی معرف وجود آهن سه‌ظرفیتی و اسلیتهای پیریت‌دار نیز سیاه‌رنگ‌اند. وجود مواد آلی هم ممکن است رنگ اسلیت را سیاه کند.

از اختصاصات مهم اسلیتها تورق آسان آن است که به آن کلیواژ اسلیتی هم می‌گویند و عبارت است از قرار گرفتن کانیهای بسیار دانه‌ریز ورقه‌ای (میکا و کلریت)



(ب) (الف)

شکل ۷-۱۹ الف) اسلیت پلیتی. این مقطع بر سطح شیستوزیته عمود است و در آن کوارتز، میکای سفید، کلریت و اکسید آهن وجود دارد. رگه‌های کوارتز به‌موازات شیستوزیته قرار دارند. عرض مقطع ۳ میلی‌متر است. ب) اسلیت پیریت و گرافیت‌دار. در اطراف پورفیروبلاستهای پیریت، رشته‌های کوارتز و کلریت در سایهٔ بلور پیریت، متبلور شده‌اند. انحنای رشته‌های کوارتز در سمت چپ و بالا، چرخش پورفیروبلاست را نشان می‌دهد. عرض مقطع ۴ میلی‌متر است.

به‌موازات و در امتداد سطوح شیستوزیته است کلیواژ اسلیتی را می‌توان سطوح شیستوزیته بسیار منظمی دانست که اغلب نسبت به لایه‌بندی اولیه سنگ متقاطع است و همان‌طور که قبلاً گفته شد، تا اندازه‌ای با سطح محوری چین موازی است. گاهی رگه‌های نازک کوارتز، کلیواژ اسلیتی را مشخص می‌کند (شکل ۷-۱۹ الف). تشخیص لایه‌بندی سنگ اولیه در اسلیت حائز اهمیت است که به کمک تغییر رنگ و بافت و گاهی خوابیدگی فسیل در سطح لایه‌ها می‌توان این مشکل را حل کرد.

گاهی ممکن است دو یا چند سطح شیستوزیته متقاطع در اسلیتها دیده شود که معرف مراحل دگرشکلی مختلف سنگ است چنانکه:

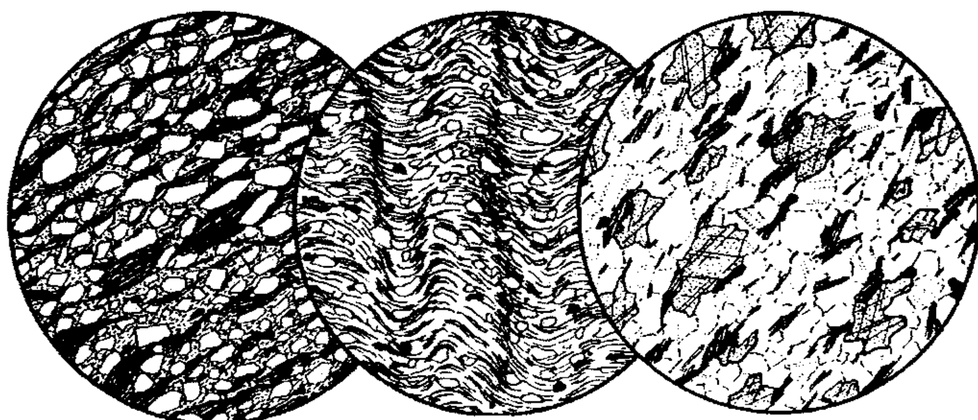
ـ در مرحلهٔ اول دگرشکلی (که به آن دگرشکلی پیش از تبلور می‌گویند)، سطح S شیستوزیته مشخص می‌شود. در این حالت بلورهای تغییر شکل‌نیافته و ورقه‌های طویل‌شدهٔ میکای سفید و کلریت روی سطح S قرار می‌گیرند. این بلورها نسبت به حرکات لغزشی دیرتر متبلور شده‌اند. بعضی از محققان، سطوح شیستوزیته قبل از تبلور S فوق را به‌نام کلیواژ اسلیتی یا کلیواژ جریانی می‌نامند.

ـ در مرحلهٔ دوم که به‌نام حرکات بعد از تبلور خوانده می‌شود، کلیواژ اسلیتی وضع ورقه‌ای میکا را تغییر می‌دهد. بلورها پیچ و تاب برمی‌دارند و جهت‌یافتگی مجدد آنها فقط در جوار سطوح لغزشی بعد از تبلور محدود می‌شود. تورق حاصل را تورق بعد از تبلور می‌گویند و به اسامی فیلز[1]، لغزش واتنشی[2] یا کلیواژ شکستگی[3] (درزه‌ای) نیز نامیده می‌شود.

آردواز[4]، در فرانسه به‌جای اسلیت، اصطلاح آردواز را به‌کار می‌برند که در فارسی به آن سنگ لوح گفته شده است. در این صورت، اسلیت، سنگ لوح و آردواز همه به یک معنایند. آردواز سنگی دانه‌ریز و دارای شیستوزیته یا فولیاسیون بسیار مشخص و منظم است و از تغییر شکل شیلهای سیلیسی در درجات دگرگونی ضعیف به‌وجود می‌آید. شیستهای آردوازی نوعی آردواز با شیستوزیته بسیار ظریف است و از نظر درجهٔ دگرگونی، بین سنگهای پلیتی (دگرگون‌نشده) و اسلیت قرار می‌گیرند. مؤلفان انگلیسی به آن سمی‌شیست می‌گویند (شکل ۷-۲۰ ج) و، همان‌طور که قبلاً ذکر شد، جهت‌یافتگی آن فقط بر اثر دگرگونی دینامیکی ایجاد می‌شود.

---

1. false
2. strain slip
3. fracture Cleavage
4. ardoise



شکل۷-۲۰ شیستهای دگرگونی درجه ضعیف (قطر دایره‌ها ۲ میلی‌متر است).
الف) کلریت + آلبیت + کلسیت شیست،
ب) موسکوویت + کلریت + کوارتز شیست که شیستوزیته آن بعداً به چینهای کوچک تبدیل شده است.
ج) سمی‌شیست که در آن دانه‌های کوارتز در زمینه‌ای از شیستوزیته دیده می‌شوند.

۲. فیلیتها

با افزایش درجهٔ دگرگونی (گاهی به‌علت دمای زیادتر، استمرار شرایط دگرگونی یا ادامهٔ فعالیت سیالات) اسلیتها به فیلیت تبدیل می‌شوند. از نظر کانی‌شناسی، فیلیتها مشابه اسلیت‌اند ولی از آن دانه‌درشت‌ترند. بر اساس شکل ۷-۱۶، فیلیتهای دگرگونی در زیر اسلیتها یا آردوازها و به‌عبارت دیگر، در منطقهٔ داخلی‌تر از آن به‌وجود می‌آیند و حاوی سریسیت، کلریت و کوارتزند، به‌نحوی که ورقه‌های میکای آن در امتداد سطوح پهن خود بر سطح شیستوزیته یا تورق قرار می‌گیرند و سنگ منظرهٔ ابریشمی پیدا می‌کند. گاهی در فیلیتها، بیوتیت نیز دیده می‌شود که نشانهٔ افزایش دما برای ظهور این کانی است.

حضور کانیهای دانه‌درشت در فیلیتها موجب می‌شود تا فیلیتها را از نظر درجهٔ دگرگونی بین اسلیت و میکاشیست در نظر بگیریم. فیلیتهایی که دارای موسکوویت، سریسیت، پاراگونیت و هیدرومیکای زیاد باشند، رنگ روشن و جلای نقره‌ای دارند. فیلیتهای سرشار از کلریت نیز به رنگ سبز و دارای جلای مخملی‌اند. انواع تالک‌دار آن را

سنگ صابون می‌گویند که جلای چرب دارند. فیلیتهای غنی از گرافیت، جلای فلزی و رنگ خاکستری سربی دارند.

همان‌طور که گفته شد، فیلیتها (به‌جز سنگ صابون)، دارای فولیاسیون مشخص‌تری نسبت به اسلیت‌اند زیرا دانه‌درشت‌تر از آن‌اند و علاوه بر حضور کانیهای ورقه‌ای فابریک نواری نیز دارند. معمولاً چینهای کوچک (در مقیاس میکروسکوپی یا نمونهٔ دستی) باعث ایجاد لینه‌آسیون در فیلیت می‌شود که دربارهٔ نحوهٔ تشکیل آن قبلاً صحبت کرده‌ایم.

در بعضی از فیلیتها، پورفیروبلاستهای درشتی از گرونا، بیوتیت، کلریتویید، مانیتیت، پیریت یا کربناتها وجود دارد که ممکن است فولیاسیون میکایی را قطع کند (در این صورت بعد از تغییر شکل به‌وجود آمده‌اند) یا میکاهای مجاور خود را کنار زده و رشد کرده‌اند (در این صورت همزمان با میکا رشد کرده‌اند).

فیلیتها معرف رخسارهٔ شیست سبزند و همان‌طور که قبلاً گفته شد گروناهای موجود در فیلیت از نوع منگنزدارند. اگر در فیلیت، آندالوزیت و کوردیریت دیده شود، در این حالت به زون دگرگونی مجاورتی نزدیک شده‌ایم، این همان اسلیت لکه‌دار است که قبلاً راجع به آن صحبت کرده‌ایم (شکل ۷-۳).

اقسام فیلیتها

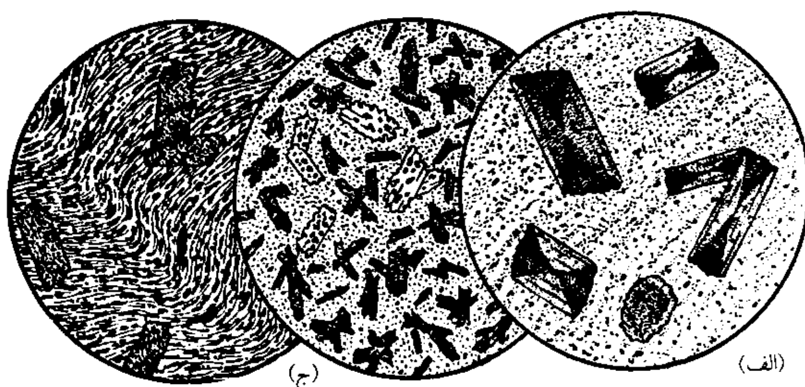
فیلاد. در نامگذاری فرانسوی عبارت از شیستهای دگرگون‌شدهٔ سرشار از میکاست که در آن ورقه‌های سریسیت و کلریت را می‌توان تشخیص داد و معادل فیلیت انگلیسی است.

فیلیتهای گرافیتی. از دگرگونی شیلهای زغال‌دار به‌وجود می‌آید و معادل فرانسهٔ آن شیستهای گرافیتی است، با توجه به شناختی که از گرافیت داریم وقتی مقدار آن زیاد باشد مانع تأثیر دگرگونی می‌شود. به‌همین دلیل فیلیتهای گرافیتی را می‌توان همراه با شیستهای گرونا و حتی استروتیددار مشاهده کرد. فیلیتهای گرافیتی جلای چرب دارند و دست را سیاه می‌کنند. این قبیل فیلیتها را می‌توان در ناحیهٔ همدان و حوالی ده سلم (شرق ایران) پیدا کرد.

فیلیت گرونادار. گاهی در فیلیتها، دانه‌های کوچک گرونا در حدود میلی‌متر و به رنگ قرمز تیره تا سیاه‌رنگ دیده می‌شود که غنی از منگنز است (اسپسارتیت).

فیلیت کلریتوییددار. در سنگهایی که مقدار آهن و منیزیم زیاد و پتاسیم کم باشد

پورفیروبلاستهایی از کلریتویید به‌وجود می‌آید. مجموعهٔ کانی‌شناسی این سنگ در سه حالت متفاوت در شکل ۷–۲۱، نشان داده شده است.



شکل ۷–۲۱ الف) فیلیت کلریتوییددار ـ پورفیروبلاست کلریتویید یا ماکل ساعت شنی در زمینه‌ای از کوارتز + موسکوویت + اکسید آهن ـ تیتان.
ب) فیلیت کلریتویید و آندالوزیت‌دار در زمینه‌ای از کوارتز + موسکوویت + کمی بیوتیت
ج) فیلیت کلریتویید موسکوویت ـ گرافیت ـ کلریت‌دار. پورفیروبلاستهای کلریتویید بعد از دگرشکلی متبلور شده‌اند و در نتیجه انکلوزیونهای موازی متن سنگ در آن دیده می‌شود. قطر دایره‌ها ۳٫۵ میلی‌متر است.

۳. شیستها

برای انگلیسی زبانان، شیست، سنگ دگرگونی فولیاسیون‌داری است که کانیهای آن با چشم قابل تشخیص است (تفاوت آن نسبت به فیلیتها). بنابراین درجهٔ دگرگونی آن شدیدتر از فیلیت است. در فرانسه، شیست سنگ متورق و یا غیرمتورقی است که از سخت‌شدگی رسوبات پلیتی به‌وجود می‌آید. دراین‌حالت معادل کلمهٔ شیل انگلیسی‌زبانان است. ما در اینجا، از اصطلاح انگلیسی‌زبانها استفاده می‌کنیم و شیستها را سنگها دگرگونی ناحیه‌ای محسوب می‌داریم، در فرانسه، به‌جای شیست از اصطلاح میکاشیست استفاده می‌کنند.

شیستها فراوانترین سنگهای دگرگونی به‌حساب می‌آیند. وجود شیستوزیته یا لینه‌آسیون از مشخصات اساسی آنهاست. در شیستهای درجه ضعیف، کانیهای ورقه‌ای فراوانتر است، ولی با افزایش دما نسبت کانیهای میکایی آن به‌علت تبدیل به کانیهای دیگر (که اغلب متساوی‌البعدند) کم می‌شود و در نتیجه شیستوزیته آن ضعیفتر می‌گردد و تدریجاً به

فابریک گنیسی نزدیک می‌شود.

شیستها را براساس فراوانی نوع کانیهای برتر نامگذاری می‌کنند، مانند میکاشیست، سریسیت شیست، کلریت شیست، گلوکوفان شیست، تالک شیست و سرپانتین شیست. به‌علاوه، برحسب نوع سنگ مادری که شیستها از آن به‌وجود می‌آید نیز می‌توان آنها را به چهار گروه زیر تقسیم‌بندی کرد:

۱. شیستهایی که از دگرگونی رسوبات رسی یا کوارتز ـ فلدسپاری به‌وجود می‌آیند، مانند اقسام میکاشیستها،

۲. شیستهایی که منشأ کربناتی دارند یا کالک شیستها،

۳. شیستهایی که از دگرگونی سنگهای آذرین حد واسط تا بازیک نتیجه می‌شوند، مثلاً شیستهای سبز،

۴. شیستهایی که از دگرگونی سنگهای اولترابازیک به‌وجود می‌آیند، مانند شیستهای منیزیم‌دار

۳ـ۱. شیستهایی که از دگرگونی رسوبات رسی به‌وجود می‌آیند. در این قبیل شیستها، اصولاً میکا بسیار فراوان است که عموماً در امتداد سطح فولیاسیون قرار می‌گیرد. این امر موجب تورق آسان سنگ می‌شود. فراوانی میکا در این سنگها را می‌توان هم به ترکیب شیمیایی محیط (مخصوصاً فراوانی آلومینیم) و هم به شرایط تشکیل و پایداری میکاها مربوط دانست چنانکه:

موسکوویت کانی مشخص دگرگونی درجه ضعیف و متوسط است و در مجموعه‌های گوناگون یافت می‌شود. بعضی از این مجموعه‌ها را در جدول ۷ـ۳ نشان داده‌ایم. موسکوویت ممکن است از تبلور مجدد کانیهای رسی پتاسیم‌دار یا از تخریب فلدسپارها (دگرگونی قهقرایی) به‌وجود آید. درحالت اخیر بسیار دانه‌ریز (سریسیت) است و در سطح فلدسپار و در امتداد رخهای آن دیده می‌شود. موسکوویت در درجات شدیدتر به فلدسپار تبدیل می‌شود و سنگ تورق آسان خود را از دست می‌دهد. به‌علاوه، طبق روابط زیر در واکنشهای متعددی شرکت می‌کند:

کلریت سبز تیره + بیوتیت ⟵ کلریت سبز روشن + موسکوویت

فلدسپار پتاسیم + آلماندین ⟵ بیوتیت + موسکوویت

بیوتیت + استروتید ⟵ کلریتویید + موسکوویت

فلدسپار پتاسیم + دیستن ⟵ کوارتز + موسکوویت

فلدسپار پتاسیم + سیلیمانیت ⟵ کوارتز + موسکوویت

کوارتز + سیلیمانیت + بیوتیت ⟵ گرونا + موسکوویت

کلریت از کانیهای عادی میکاشیست‌هاست و ممکن است به‌صورت مجموعهٔ:

کلریت + سریسیت + کوارتز

کلریت + موسکوویت + کوارتز

کلریت + کلریتویید + کوارتز ± گرونا

در سنگ دیده شود. با افزایش درجهٔ دگرگونی، ابتدا کلریت دانه‌درشت‌تر ولی تدریجاً از مقدار آن کاسته می‌شود و به بیوتیت و سپس به آلماندین تبدیل می‌شود.

بیوتیت نیز از کانیهای مهم میکاشیستها محسوب می‌شود، ولی در شرایط درجات شدید بر ابعاد آن اضافه و به فلدسپار پتاسیم تبدیل می‌شود.

کلریتویید در مراحل اولیهٔ دگرگونی از تغییر و تبدیل سنگهای رسی آلومینیم و آهن‌دار ولی کم پتاسیم به‌وجود می‌آید و تا شدت متوسط دگرگونی پایدار می‌ماند و سپس به استروتید تبدیل می‌شود که حضور آن معرف آهن نسبتاً زیاد در محیط است:

بیوتیت + استروتید ⟵ موسکوویت + کلریتویید

گرونا + استروتید ⟵ کلریت + کلریتویید

استروتید در درجات دگرگونی شدیدتر به آلماندین و دیستن بدل می‌گردد.

گرونای نوع آلماندین فراوانترین کانی دگرگونی درجه متوسط سنگهای رسی است. با افزایش شدت دگرگونی مقدار منیزیم گرونا زیادتر و به پیروپ تبدیل می‌شود. ولی هرچه منگنز گرونا کمتر باشد، مقاومت آن در مقابل هوازدگی بیشتر می‌شود و روی سطح سنگ به‌حالت برجسته باقی می‌ماند. اساساً گروناها به‌صورت پورفیروبلاست ظاهر می‌شوند و ممکن است در آن آثار حرکات چرخشی را به‌صورت ساختار حلزونی مشاهده کنیم.

کیانیت یا دیستن، معرف درجهٔ دگرگونی شدید است و معمولاً از موسکوویت به‌وجود می‌آید:

فلدسپار پتاسیم + کیانیت ⟵ موسکوویت

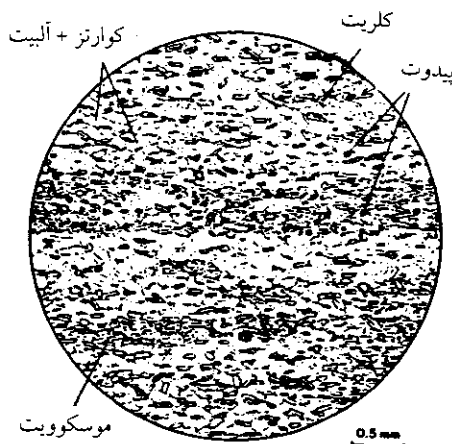
با افزایش دما کیانیت به سیلیمانیت تبدیل می‌شود ولی در فشار زیاد تنها کیانیت پایدار است.

مقدار فلدسپار در شیستها بسیار متغیراست. در تمام میکاشیستها، فلدسپار به‌صورت

دانه‌های ریز وجود دارد ولی با چشم قابل تشخیص نیست. با افزایش شدت دگرگونی بلورهای آن دانه‌درشت‌تر و در این صورت به قلمرو گنیس وارد می‌شود.

روی زمین گاهی می‌توان تغییر و تبدیل میکاشیستهای پلیتی درجه شدید را به گرانیتها به اثبات رسانید. در این حالت میکاشیستهای پورفیروبلاست‌دار و گنیسهای چشمی (از نوع فلدسپار) را می‌توان به‌عنوان انواع حد واسط معرفی کنیم. در این نوع گرانیتها می‌توان هم‌رشدی موسکوویت و بیوتیت و هم‌رشدی کوارتز و اُلیگوکلاز (حالتی از میرمکیت) را ملاحظه نمود.

به‌طور کلی، کانیهای پلیتی نسبت به تغییرات دما و فشار حساس‌اند و به کمک همین کانیها می‌توان حالات چند دگرگونی (پلی متامورفیسم) را به اثبات رسانید. مثلاً حضور کانیهای «تنش‌ناپذیر» مانند کوردیریت و آندالوزیت که خاص هورنفلسهاست با کانیهای «تنش‌پذیر» مانند استروتید و گرونا، نشاندهندهٔ شرکت سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در دگرگونی مجاورتی است یا دگرگونی قهقرایی را می‌توان براثر پدیدهٔ کلریتی شدن بیوتیت و گرونا؛ تبدیل استروتید به کلریتویید یا کلریت را می‌توان با جانشینی بخشی از کیانیت به‌وسیله موسکوویت به اثبات رسانید. وقتی کلریت به‌طور کامل به‌جای بیوتیت بنشیند، می‌توان منشأ ثانوی آن را با رشته‌های سوزنی روتیل یا دانه‌های اسفن که حاکی از آزاد شدن تیتان است در آن آشکار ساخت.



شکل ۷-۲۲ شیست با دگرگونی درجه ضعیف که در آن مجموعهٔ موسکوویت + کوارتز + آلبیت + کلریت + اپیدوت دیده می‌شود و از دگرگونی ناحیه‌ای سنگهای آتشفشانی اسید به‌وجود آمده است.

۳-۲. شیستهایی که از دگرگونی سنگهای کوارتز و فلدسپاری به‌وجود می‌آیند. این قبیل شیستها اساساً از دگرگونی رسوبات آرنی و سنگهای آذرین سیلیس‌دار به‌وجود می‌آیند. در درجات دگرگونی ضعیف تا متوسط کانیهای تشکیل‌دهندهٔ آن همان انواعی‌اند که در شیستهای ناشی از رسوبات رسی دیده می‌شوند. ولی در این قبیل شیستها، کوارتز و آلبیت فراوانتر و درصد اپیدوت نیز زیادتر است. به‌علاوه، مقدار میکای سفید و کلریت آنها کمتر است. به‌علت ترکیب خاص این قبیل سنگها، درصد آنورتیت پلاژیوکلاز کم (در حدود ۵ درصد) است و به‌همین دلیل از کانی آلبیت نام برده‌ایم. بلورهای آلبیت غالباً فاقد ماکل‌اند و ندرتاً دارای ماکل آلبیت ـ پریکلین‌اند. شیستوزیته و لینه‌آسیون و تناوب لایه‌بندی (لایه‌های کوارتز و فلدسپار) در بسیاری از شیستهای این گروه وجود دارد.

در درجات شدید، کانیها دانه‌درشت‌تر و مقدار کانیهای ورقه‌ای آن کمتر می‌شود و در نتیجه قابلیت تورق آن کمتر و به‌عبارت دیگر شیستوزیته آن نامنظم‌تر می‌شود. این حالت، خاص گنیسها، لپتینیتها، گرانولیتها و لپتیتهاست که جزو شیستها به‌حساب نمی‌آیند و بعداً دربارهٔ آنها صحبت خواهیم کرد.

۳-۳. کالک شیستها یا شیستهایی که منشأ کربناتی دارند. کالک شیستها از دگرگونی شیلهای غنی از کلسیم، سنگهای آهکی و دولومیتی رس‌دار به‌وجود می‌آیند. از دگرگونی ناحیه‌ای این قبیل سنگها، کالک شیست و مرمر ایجاد می‌شود. ممکن است در این سنگها کانیهایی مانند کوارتز، آلبیت، موسکوویت، اپیدوت، اسفن و کلریت را ملاحظه کنیم که وجود آنها معرف ناخالصیهای سنگ آهک اولیه از سیلیس و رس است. نوع کانیهای رسی، تعیین‌کنندهٔ نوع کانیهای میکایی و در نتیجه معرف درجهٔ دگرگونی سنگ است.

در درجات دگرگونی ضعیف و متوسط، دولومیت نیز مانند کلسیت به‌صورت مرمر در می‌آید، به‌شرط آنکه سیلیس در محیط وجود نداشته باشد؛ زیرا حتی در درجات نسبتاً کم دگرگونی، دولومیت با سیلیس ترکیب می‌شود و ترمولیت، دیوپسید یا گروسولار به‌وجود می‌آید.

به‌طور کلی آن دسته از سنگهای آهکی که از کربنات کلسیم خالص تشکیل شده باشد اهمیت چندانی در دگرگونی ندارند، زیرا فقط اندازهٔ دانه‌های سنگ درشت‌تر می‌شود و شرایط دگرگونی مشخص نمی‌گردد، به‌جز در حالتی که کلسیت به آراگونیت تبدیل می‌شود و این تغییر شکل در شرایط کاملاً استثنایی امکان‌پذیر است*. ولی اگر در

---

* آراگونیت چند شکلی فشار زیاد کلسیت است و به‌مرور مجدداً به کلسیت تبدیل می‌شود.

رسوب اولیه کوارتز، دولومیت و رس وجود داشته باشد. کانیهایی نظیر تالک، بروسیت، اپیدوت، گرونا، آمفیبول، اسکاپولیت، ولاستونیت، دیوپسید و ایدوکراز پدیدار می‌شود که به کمک آنها می‌توان هم درجهٔ دگرگونی را مشخص ساخت و هم نوع سنگ مادر را معین کرد، چنانکه:

در دمای معادل رخسارهٔ شیست سبز اگر سنگ آهک دولومیتی دگرگون شود، به‌شرط آنکه در محیط کوارتز هم وجود داشته باشد، مجموعهٔ کانیهای زیر ظاهر می‌شوند:

کلسیت + دولومیت + ترمولیت

کلسیت + ترمولیت + اپیدوت + کوارتز

در دمای کمی زیادتر که با رخسارهٔ درجه ضعیف آمفیبولیت مطابقت داشته باشد، مجموعهٔ کانیها عبارت‌اند از:

کلسیت + ترمولیت + زوئیزیت + کوارتز

کلسیت + گروسولار + دیوپسید

کلسیت + دیوپسید + ایدوکراز + کوارتز

در هر یک از مجموعه‌های فوق ممکن است بلورهای اسفن، میکای سفید و آلبیت به‌صورت کانی فرعی وجود داشته باشد. اپیدوت و زوئیزیت در کالک شیستهایی ظاهر می‌شود که مقدار آلومینیم در سنگ زیاد ولی K_2O در محیط وجود نداشته باشد.

در بعضی از سنگهای این گروه ممکن است کانیهای دانه‌ریز آهک براثر سایش و خردشدگی از کانیهای دانه‌درشت‌تر به‌وجود آیند. وجود ماکل تیغه‌ای در کلسیت و دولومیت در آهکهایی که تحت‌تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته باشند امر عادی است. تصور بر این است که این ماکل بر اثر لغزش طی دگرشکلی خمیری به‌وجود آید که قبلاً دربارهٔ آن توضیح داده‌ایم (فصل دوم).

۴-۳. شیستهای سبز. این سنگها از دگرگونی ناحیه‌ای سنگهای بازیک و نیمه‌بازیک در دماهای کم به‌وجود می‌آیند. این سنگها را می‌توان سنگهای سبز رنگ متورقی دانست که رنگ سبز آن معلول حضور کانیهای سبزرنگ مانند کلریت، اپیدوت، آکتینوت در سنگ است. گاهی این کانیهای سبزرنگ با لایه‌های سفیدرنگ سرشار از آلبیت به‌طور متناوب قرار می‌گیرد. مجموعهٔ کانیهایی که در شیستهای سبز یافت می‌شوند عبارت‌اند از:

مجموعهٔ کلریت + اپیدوت + آکتینوت + آلبیت (شکل ۷-۲۳ ب)
مجموعهٔ آکتینوت + اپیدوت + آلبیت



شکل ۷-۲۳ سه نوع شیست سبز (قطر دایره‌ها ۲ میلی‌متر است)
الف) آلبیت + استیلپنوملان + کلریت + اپیدوت شیست
ب) آکتینوت + آلبیت + اپیدوت + کلریت شیست
ج) آلبیت + اپیدوت + کلریت شیست در زمینهٔ گرانوبلاستی آلبیت.

برحسب فراوانی هر یک از این کانیها کلریت شیست، اپیدوت شیست، آکتینوت شیست به‌وجود می‌آید که هر سه از شیستهای سبز محسوب می‌شوند.

کلریتهای موجود در شیستهای سبز از نظر ترکیب متفاوت‌اند، ولی عموماً از نوع آهن دارند و پلئوکروئیسم شدید دارند.

اپیدوت از انواع سرشار از آهن تا انواع کلینوزوئیزیت متفاوت‌اند و غالباً به‌صورت بلورهای منشوری طویل ایدیوبلاست در امتداد و موازی با جهات شیستوزیته و لینه‌آسیون دیده می‌شود (شکل ۷-۲۳).

اصولاً در درجات دگرگونی ضعیف، مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز کم (صفر تا ۷ درصد) است. پلاژیوکلاز ممکن است به‌صورت دانه‌های کوچک موزاییکی و یا به‌صورت پورفیروبلاستهای خودشکل باشد. در این حالت غالباً اپیدوت تاب‌خورده یا آکتینوت سوزنی آن را محصور کرده است. آکتینوت در شیستهای سبز، به‌صورت منشورهای باریک و طویل یا سوزنهای رشته‌مانند دیده می‌شود. گاهی به‌جای آن ترمولیت سبز کم‌رنگ ظاهر می‌گردد.

در بسیاری از شیستهای سبز بلورهای مانیتیت، اسفن و گاهی آپاتیت به‌صورت فرعی دیده می‌شود. بلورهای کوارتز چندان زیاد نیست، ولی اگر سنگ والد از نوع توف

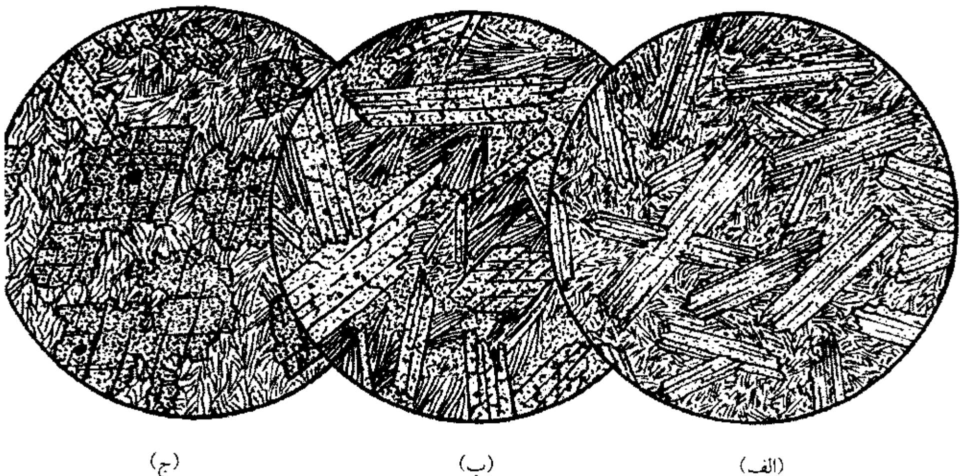
باشد، بلورهای کوارتز آن زیاد و همراه با بیوتیت است.

شیستهای سبز که در رخسارهٔ آلبیت ـ اپیدوت و آمفیبولیت متبلور می‌شوند تقریباً دارای همان ترکیب کانی‌شناسی‌اند که در بالا به آن اشاره شد، فقط آمفیبول آن از نوع هورنبلند آلومین‌دار و اصولاًدارای گروناست.

پرازینیت نوعی شیست سبز است که در آن سه کانی تشکیل‌دهندهٔ آکتینوت یا هورنبلند سبز، کلریت و اپیدوت با نسبت تقریباً مساوی وجود داشته باشد. این سنگ تقریباً بدون کوارتز است ولی کمی آلبیت در آن وجود دارد.

۳-۵. شیستهای منیزیم‌دار. پریدوتیتها و سایر سنگهای اولترابازیک در دماهای کم و متوسط ممکن است در محیط آبدار یا خشک دگرگون شوند. دگرگونی این قبیل سنگها علاوه بر دما و فشار به مقدار بخار آب، SiO_2 و گاز CO_2 و دیگر مواد محلول بستگی دارد.

در محیط خشک، بلورهای اولیوین و انستاتیت پریدوتیتها خرد می‌شوند و تبلور مجدد پیدا می‌کنند.



شکل ۷-۲۴ شیستهای منیزیم‌دار (قطر دایره‌ها ۲٫۵ میلی‌متر است).

الف) کلریت + تالک شیست؛ بلورهای طویل کلریت است که در زمینه‌ای از تالک پراکنده‌اند.

ب) کلریت + تالک + ترمولیت شیست که علاوه بر حالت الف، ترمولیتهای درشت‌بلور نیز وجود دارد.

ج) منیزیت + تالک شیست یا کربنات ـ تالک شیست. درشت‌بلور، منیزیت در داخل تالک پراکنده است.

در محیط آبدار وجود SiO_2 و CO_2 حتی در دماهای کم، موجب دگرشکلی آنها می‌شود و محصولات نهایی این تغییر و تبدیل ایجاد شیستهای آنتی‌گوریت‌دار*، شیستهای آکتینوت ـ تالک‌دار، سنگ صابون (یا سنگ کربنات ـ تالک) و سنگ کوارتز ـ کربنات است.

آمفیبول در آمفیبول شیست منیزیم‌دار از نوع آکتینوت سبز کم‌رنگ یا ترمولیت بی‌رنگ است.

۳-۶ شیستهای گلوکوفان‌دار. در شیستهای گلوکوفان‌دار، کانیهایی مانند آمفیبول سدیم‌دار (از سری گلوکوفان ـ ریبکیت) یا پیروکسن سدیم‌دار همراه با تعدادی از کانیهای دگرگونی دیده می‌شود. این کانیها همان انواعی‌اند که در رخسارهٔ شیست سبز یا رخسارهٔ درجات ضعیف آمفیبولیت موجودند.

شیستهای گلوکوفان‌دار از دگرگونی سنگهای متنوعی مانند دیاباز، بازالت، ماسه‌سنگ و چرتهای آهن‌دار به‌وجود می‌آیند به‌طوری که نمی‌توان ترکیب کانی‌شناسی آنها را نه به ترکیب سنگ مادر ربط داد نه به شرایط خاص فیزیکی (دما و فشار) محیط تشکیل آن. ولی مطالعات صحرایی نشانه‌هایی از فعالیت متاسوماتوز محلولهای آبدار (مخصوصاً نوع سدیم‌دار)را در دماهای کم تا متوسط به اثبات می‌رساند.

چون شیستهای گلوکوفان‌دار بیشتر با توده‌های نفوذی سنگهای سرپانتینی همراه‌اند، لذا بعضی از محققان مسئلهٔ متاسوماتوز را به دخالت محلولهای سدیم‌داری مربوط می‌دانند که از ماگمای اولترابازیک سرچشمه می‌گیرد و آنها را به سنگهای سرپانتینی تبدیل می‌کند. ولی باید اضافه کنیم که این موضوع در همه جا عمومیت ندارد. این احتمال وجود دارد که تبدیل سنگهای پریدوتیت به سنگهای سرپانتینی و شیستهای گلوکوفان‌دار ممکن است در نتیجهٔ تصاعد آبهایی باشد که از اعماق و در طول شکستگیهای مناطق خردشده به سطح زمین می‌رسد. این همان آب شور اقیانوسهاست که از خلال شکستگیهای کف اقیانوس به درون سنگهای پوسته وارد می‌شود و آنها را سرپانتینی می‌کند.

شیستهای آبی از دگرگونی گری‌واکها، بازالتهای زیردریایی و سنگهای سری افیولیتی که همگی با گودالهای اقیانوسی در ارتباط‌اند سنگهایی استثنایی به‌نام شیستهای آبی به‌وجود

---

* آنتی‌گوریت نوعی سرپانتین با ظاهر ورقه‌ای شبیه میکاست.

می‌آید که به‌علت وفور آمفیبول سدیم‌دار و آبی‌رنگ (گلوکوفان)، به آن شیستهای آبی و گلوکوفان شیست (همان شیستهای گلوکوفان‌دار صفحات قبل) می‌گویند. مجموعهٔ کانیهای آن عبارت‌اند از:

گلوکوفان + ژادئیت + لاوسونیت + آراگونیت ± اپیدوت ± پومپله‌ایت ± اسفن

حضور کانیهای فشار بالا و چگال‌مانند گلوکوفان، ژادئیت، لاوسونیت و آراگونیت نشانهٔ آن است که شیستهای آبی در شرایط فشار زیاد و دمای کم به‌وجود می‌آیند و

برای مطالعهٔ بیشتر

بعضی از مجموعه‌های مهم شیستهای گلوکوفان‌دار عبارت‌اند از:

گلوکوفان ـ موسکوویت ـ کلریت (اسفن)

گلوکوفان ـ اپیدوت ـ موسکوویت (کوارتز، اسفن)

کروسیت ـ اپیدوت ـ موسکوویت

گلوکوفان ـ آلبیت ـ کلریت ـ اپیدوت ـ اسفن

گلوکوفان ـ کوارتز ـ استیلپنوملان

گلوکوفان ـ پومپله‌ایت ـ کلریت ـ اپیدوت

گلوکوفان ـ لاوسونیت ـ پومپله‌ایت که در فشار زیادتر به‌وجود می‌آید و هم‌ردیف بدون فولیاسیون آن را شیستهای آبی می‌گویند و اگر مقدار گلوکوفان خیلی زیاد باشد، به آن گلوکوفانیت می‌گویند.

گلوکوفان ـ لاوسونیت ـ کلریت ـ کوارتز

گلوکوفان ـ لاوسونیت ـ پیروکسن

گلوکوفان ـ پومپله‌ایت ـ پیروکسن

گلوکوفان ـ پیروکسن ـ گرونا

آلبیت ـ گلوکوفان ـ ژادئیت

کروسیت ـ اژرین ـ گرونا ـ کوارتز

گلوکوفان ـ ترمولیت ـ کلسیت

به‌همین دلیل آنها را محصول رخساره‌های تدفینی یا مناطق پر فشار تکتونیکی (یعنی در مناطق در حال فرورانش) محسوب می‌کنند که در مورد نحوهٔ تشکیل آن در فصل پنجم بحث شده است.

۴. آمفیبولیتها

آمفیبولیتها سنگهای دگرگونی فولیاسیون‌داری‌اند که اساساً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده و یکی از انواع شاخص رخسارهٔ آمفیبولیت هم به‌شمار می‌آید (شکل ۷-۲۵). این سنگها در دگرگونیهای ناحیه‌ای درجه متوسط تا شدید به‌وجود می‌آیند.

تفکیک و تناوب لایه‌ها در آمفیبولیتها ممکن است در مقیاس نمونه‌های دستی واضح نباشد، ولی زیر میکروسکوپ اصولاً جهت‌یافتگی برتری در آن دیده می‌شود که خود در نتیجهٔ قرار گرفتن منشورهای هورنبلند پدید می‌آید، در این حالت، در سنگ شیستوزیته یا لینه‌آسیون یا هر دو با هم قابل تشخیص است. بافت آنها سوزنی (نماتوبلاستی) و گاهی گرانوبلاستی است.

آمفیبولیت ممکن است از دگرگونی سنگهایی با ترکیب مختلف، به‌خصوص انواع سنگهای بازیک تا حد واسط، آهکها و دولومیتهای ناخالص، مارنها و حتی از آهکهای خالصی که تحت‌تأثیر متاسوماتیسم سیلیسی، منیزیم و آهن قرار گرفته باشد به‌وجود آید.

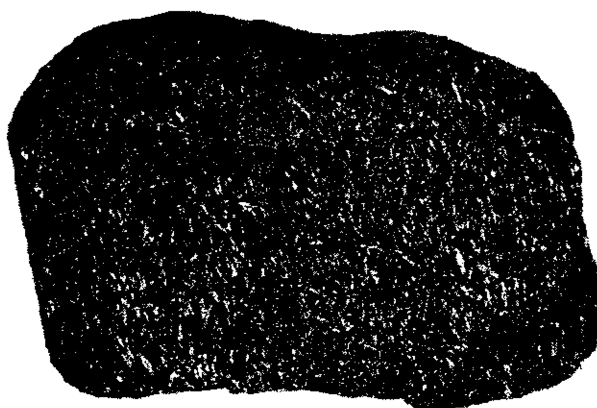
از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک (مانند بازالت، دیاباز، گابرو و بعضی از آندزیتها) در حد رخسارهٔ شیست سبز، گرینستون یا سنگ سبز به‌وجود می‌آید که سنگی آفانیتی است و چون درجات دگرگونی آن ضعیف است بافت و ساخت آذرین را می‌توان در آن تا اندازه‌ای تشخیص داد. گرینستونها اساساً از کانیهای دانه‌ریز اپیدوت، پرهنیت، پومپله‌ایت، کلریت، آکتینوت، آلبیت، اسفن و گاهی کربنات تشکیل شده‌اند.

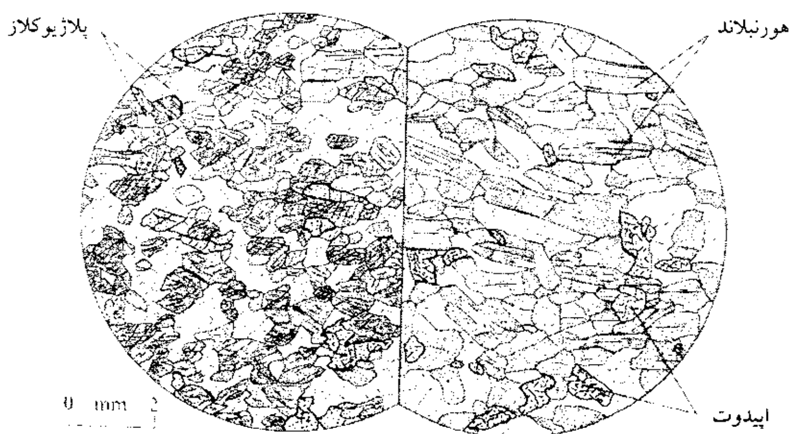
با افزایش درجهٔ دگرگونی، آلبیت با اپیدوت ترکیب می‌شود و پلاژیوکلازی بازیک (لابرادور ـ آندزین و گاهی الیگوکلاز) به‌وجود می‌آید. آکتینوت و کلریت هم جای خود را به هورنبلند آلومین و سدیم‌دار می‌دهند. در نتیجه، آمفیبولیت متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز به‌وجود می‌آید که در آن کانیهای فرعی مانند بیوتیت، اسفن، کوارتز و گاهی پیروکسن و گرونای سرشار از آلماندین حضور دارد (شکل ۷-۲۶). چنین آمفیبولیتی فانریتی است و تشخیص آثار بافتی سنگ والد در آن به سختی امکان‌پذیر است.

بسیاری از گرینستونها و آمفیبولیتها از دگرگونی سنگهای سازندهٔ کف اقیانوس در زیر آب دریا (دگرسانی) به‌وجود می‌آیند. این سنگها که از نوع بازالتی‌اند تغییراتی متحمل می‌شوند، چنانکه خلل و فرج بادامی‌شکل آنها با کربنات و زئولیت پر می‌شود و انواعی از آنها که در محل گسلهای ترانسفورم قرار گرفته باشند ممکن است براثر حرکات لغزشی و حتی به میلونیت تبدیل شوند.

اصولاً آمفیبولیتهایی که از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک به‌وجود آیند مقادیر هورنبلند و پلاژیوکلاز تقریباً مساوی است و همان‌طور که در بالا ذکر شد در آن آلماندین، اپیدوت، بیوتیت و گاهی کوارتز وجود دارد. آمفیبولیتهایی که از دگرگونی سنگهای کربناتی





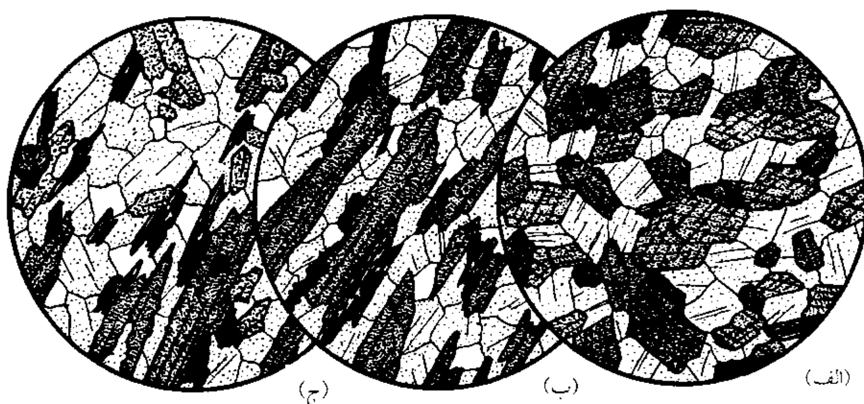


شکل ۷-۲۵ آمفیبولیت با لینه‌آسیون ضعیف: الف) عمود بر لینه‌آسیون و فولیاسیون؛ ب) به‌موازات لینه‌آسیون و فولیاسیون؛ در ج) نیز مقاطع میکروسکوپی همین جهات نشان داده شده است.

ناخالص به‌وجود می‌آیند نسبت به پلاژیوکلاز، هورنبلندهای بیشتری دارند. به‌علاوه، عموماً مقادیر کوارتز و بیوتیت آن بیشتر از انواع حاصل از سنگهای آذرین است. این آمفیبولیتها حاوی دیوپسیدهای سبزرنگ‌اند، ولی گرونای آلماندین ندارند. آمفیبولیتهایی که از دگرگونی سنگهای اولترابازیک به‌وجود آیند اصولاً پلاژیوکلاز ندارند و آمفیبولها نیز از نوع منیزیم‌دار مانند آنتوفیلیت و کامینگتونیت‌اند.

اصطلاح اپی‌دیوریت به آمفیبولیتهایی اطلاق می‌شود که از دگرگونی گابرو یا دیاباز به‌وجود آید، به‌شرط آنکه ساخت درونی آن چندان تغییر نیافته و فولیاسیون آن ضعیف باشد. در این حالت، آنها را از بعضی از دیوریتها که پلاژیوکلاز و هورنبلند دارند به‌سختی می‌توان تشخیص داد.

آمفیبولیت شیست. عبارت از سنگ دگرگونی هورنبلند ـ پلاژیوکلازداری است که فولیاسیون ظریف شیستها در آن دیده شود.



شکل ۷-۲۶ آمفیبولیت (قطر دایره‌ها ۲٫۵ میلی‌متر است).

الف) آمفیبولیت، هورنبلند خودشکل و پلاژیوکلاز غیرخودشکل همراه با کمی بیوتیت و اسفن. این مقطع در امتداد شیستوزیته و لینه‌آسیون تهیه شده است.

ب) مقطع نازک همان آمفیبولیت که عمود بر شیستوزیته و لینه‌آسیون تهیه شده و در آن چند بلور کوارتز هم وجود دارد.

ج) آمفیبولیت اپیدوت‌دار. در شکل تعدادی بلور بیوتیت در زمینهٔ اُلیگوکلاز و هورنبلند سبز دیده می‌شود. در قسمت بالا هم اسفن قابل ملاحظه است.

هورنبلندیت. در گذشته نام سنگی از گروه آمفیبولیت محسوب می‌شد که آمفیبول آن از نوع هورنبلند بوده، ولی امروزه در رده‌بندی اتحادیهٔ علوم‌زمین این نام به انواع سنگهای آذرین اختصاص یافته و از فهرست سنگهای دگرگونی خارج و حذف شده است.

۵. گنیسها

گنیسها سنگهای دگرگونی فلدسپارداری‌اند که با داشتن فولیاسیون مشخص‌اند. کانیهای سازندهٔ آنها ممکن است میلی‌متری تا سانتی‌متری باشد. وجود کوارتز در گنیس الزامی نیست. با این توضیحات، هر نوع سنگ ماگمایی یا رسوبی که در آن فلدسپار وجود داشته باشد یا در شرایطی قرار گیرد که در آن فلدسپار به مقدار فراوانی به‌وجود آید و رشد و نمو کند و به‌شرط آنکه عوامل دینامیکی بتواند در آن فولیاسیون ایجاد کند گنیس تشکیل می‌شود. بنابراین گنیس ممکن است از دگرگونی بسیاری از سنگهای ماگمایی مانند گرانیت، ریولیت، سینیت، تراکیت، سینیتهای نفلینی یا رسوبی مانند ماسه‌سنگهای فلدسپاری، گری‌واک و حتی گنیس به‌وجود آید (جدول ۷-۱)، به‌علاوه، در هر یک از رخساره‌هایی که فلدسپار در آن حالت پایدار باشد گنیس تشکیل می‌شود. به‌همین دلیل، گنیسها را می‌توان فراوانترین سنگهای دگرگونی (بعد از انواع شیستها) دانست.

با توجه به دانه‌بندی و ترکیب کانی‌شناسی دو نوع گنیسهای همگن (هموژن) و ناهمگن (هتروژن) را می‌توان از هم تشخیص داد. در گنیس همگن پراکندگی دانه‌ها در سنگ حالت تقریباً یکنواخت دارد ولی در گنیس ناهمگن این حالت دیده نمی‌شود. از اقسام گنیسهای ناهمگن، گنیسهای چشمی و گنیسهای نواری را می‌توان نام برد.

در گنیس چشمی فلدسپار یا کوارتز و فلدسپار به‌صورت چشمها یا عدسیهای درشت‌تر در متن سنگ دیده می‌شود.

در گنیس نواری، لایه‌های کوارتز ـ فلدسپار یا فقط فلدسپار با لایه‌هایی سرشار از میکا، کلریت، آمفیبول، پیروکسن و غیره ... به‌طور متناوب قرار می‌گیرد (شکلهای ۶-۱۶ و ۶-۱۷).

تشخیص ارتوگنیس از پاراگنیس گاه در بررسیهای صحرایی و گاه در زیر میکروسکوپ امکان‌پذیر است: چون ارتوگنیس از تغییر شکل سنگهای ماگمایی فلدسپاردار یا کوارتز و فلدسپاردار به‌وجود می‌آید، می‌توان با توجه به آثار باقیمانده از سنگ والد، همبستگی آن با سنگهای مجاور (در صحرا)، وجود انکلاوهای قابل تشخیص و بالاخره درجهٔ همگنی آن به منشأ ماگمایی آن پی‌برد. در عوض، وجود لایه‌ها با ترکیب متفاوت کانی‌شناسی (گرافیتی، آهکی، میکادار) نشان‌دهندهٔ منشأ رسوبی آنها، یعنی نوع پاراگنیس، است.

براساس ترکیب کانی‌شناسی گنیسها مثلاً نوع کلریت، میکا، سیلیکات آلومینیم

(دیستن، سیلیمانیت)، ارتوپیروکسنها هم ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه و هم شرایط فیزیکی حاکم در دگرگونی مشخص می‌شود.

معمولاً وجود پورفیروبلاستهای فلدسپار پتاسیم، معرف متاسوماتوز در سنگ دگرگونی است، البته به استثنای حالتی که گنیس حالت چشمی داشته باشد. اگر همراه فلدسپار پتاسیم، میکای سفید هم دیده شود، مسئلهٔ متاسوماتوز به حقیقت نزدیکتر است.

کوارتز و فلدسپار را باید فراوانترین کانیهای گنیس به‌شمار آورد که معمولاً به‌صورت دانه‌درشت دیده می‌شوند. مقدار کوارتز اغلب بیش از فلدسپار است، ولی گاهی در نتیجهٔ متاسوماتوز، عکس این حالت ظاهر می‌شود.

غالباً کانیهای آهن و منیزیم‌دار، به‌خصوص بیوتیت و هورنبلند که از کانیهای اساسی تیره‌رنگ گنیس به‌حساب می‌آیند به‌صورت نوارهای موازی دیده می‌شود. این مسئله ناشی از اختلاف ترکیب سنگ مادر یا تفریق دگرگونی است. اگر نوارها ممتد باشند، نشانهٔ اختلاف ترکیب ولی اگر عدسی‌شکل باشد، تفریق دگرگونی محتمل‌تر است (شکل ۶-۱۶).

گنیسها اقسام مختلف دارند که خود هم به ترکیب سنگ والد و هم به‌شرایط دگرگونی بستگی دارد و شامل:

گنیس کورندون‌دار که از دگرگونی سنگهای بوکسیتی یا لاتریتی به‌وجود می‌آید و در آن کورندون ـ مانیتیت و سیلیمانیت نیز دیده می‌شود.

گنیس دیستن‌دار که معرف فشار زیادتر و دمای کمتر نسبت به گنیسهای سیلیمانیت‌دار است.

گنیس کوردیریت‌دار که معرف درجهٔ شدید دگرگونی سنگهای رسی غنی از کلریت و مونت‌موریونیت است و غالباً همراه با سیلیمانیت دیده می‌شود. کوردیریت خود یک سیلیکات آلومینیم ـ منیزیم‌دار است و بنابراین عموماً با آمفیبولهای منیزیم‌دار مانند آنتوفیلیت همراه است.

گنیس گرونادار در بسیاری از گنیسها گرونا یافت می‌شود که غالباً از نوع آلماندین ـ پیروپ‌اند.

گنیس گرافیتی که در بعضی حالات از تبدیل شیستهای گرافیتی به‌وجود می‌آید و چون محیط احیاکننده را مشخص می‌کند، می‌توان پیریت یا پیروتین هم را در آن ملاحظه‌کرد.

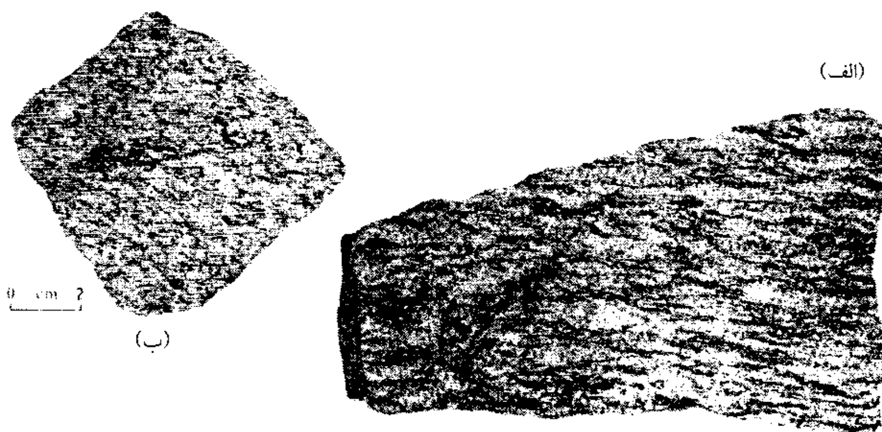
گنیس *کلسیک* عبارت از سنگهای کلسیک فولیاسیون‌داری است که در آن کانیهایی مانند دیوپسید، گروسولار و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار یافت می‌شود.

گنیس *پیروکسن‌دار* که از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک در رخسارهٔ گرانولیت به‌وجود می‌آید وحاوی کانیهای بی‌آب ولی دارای فولیاسیون و بافت گرانوبلاستی است. به آن گرانولیت بازیک هم می‌گویند.

گنیس *تزریقی* (شکل ۶-۱۴) که معرف تزریق و نفوذ مواد مذاب به داخل سنگ است که در حاشیهٔ بعضی از باتولیتها دیده می‌شود. در حالت خاص، به‌صورت گنیس نواری از آن یاد می‌شود (شکل ۶-۱۵ و ۶-۱۶).

گنیس *دومیکادار*، این سنگ از تغییر و تحول میکاشیستهای بیوتیت و موسکوویت‌دار به‌وجود می‌آید، به‌نحوی که با افزایش درجات دگرگونی، کانیها رشد می‌کنند و فولیاسیون گنیسها پدیدار می‌شود. فلدسپار درشت‌تر و بخشی از موسکوویت نیز به فلدسپار پتاسیم‌دار تبدیل می‌شود. زیادی سیلیکات آلومینیم نیز به سیلیمانیت تبدیل می‌شود:

موسکوویت + کوارتز = ارتوز + سیلیمانیت.



شکل ۷-۲۷ گنیس بیوتیت‌داری که لینه‌آسیون و فولیاسیون ضعیفی را در آن می‌توان مشاهده کرد. در شکل الف، عکس، به‌موازات لینه‌آسیون است که خود در نتیجهٔ تجمع بیتونیتهای تیغه‌مانند به‌وجود آمده است. در شکل ب، عکس، بر لینه‌آسیون عمود است.

بنابراین مجموعهٔ کانی‌شناسی آن عبارت است از: کوارتز + فلدسپار پتاسیک پلاژیوکلاز + بیوتیت + موسکوویت همراه با آمفیبول + سیلیمانیت + گرونا.

گنیس بیوتیت و سیلیمانیت‌دار، همان‌طور که در رابطهٔ بالا ذکر شد، ممکن است تمام موسکوویت به ارتوز و سیلیمانیت تبدیل شود، بنابراین درجهٔ دگرگونی آن زیادتر از گنیس دومیکادار است و در آن، به‌جای موسکوویت، سیلیمانیت به‌صورت رشته‌های دسته علفی، فراوانتر می‌شود.

۶. گرانولیتها

اصطلاح گرانوفلس[1] را گاهی در مورد سنگهای توده‌ای‌شکل با فابریک گرانوبلاستی به‌کار می‌برند. این قبیل سنگها درجهٔ دگرگونی شدیدی دارند و کانیهای تشکیل‌دهندهٔ آنها هم‌اندازه و بدون فولیاسیون و از دگرگونی سنگهای پلیتی به‌وجود می‌آیند. مجموعهٔ کانیهای سازندهٔ آن عبارت‌اند از: کوارتز و فلدسپار و در آن پیروکسن و گاهی گرونا نیز وجود دارد. چنین سنگی که مشخصات یک مجموعهٔ بی‌آب را نشان می‌دهد و در رخسارهٔ گرانولیت متبلور می‌شود گرانولیت خوانده می‌شود. در زبان فرانسه به آن لپتینیت و در اصطلاح سوئدی به آن لپتیت[2] می‌گویند. انواع دانه‌ریز آن را هالفلینتا[3] نامیده‌اند.

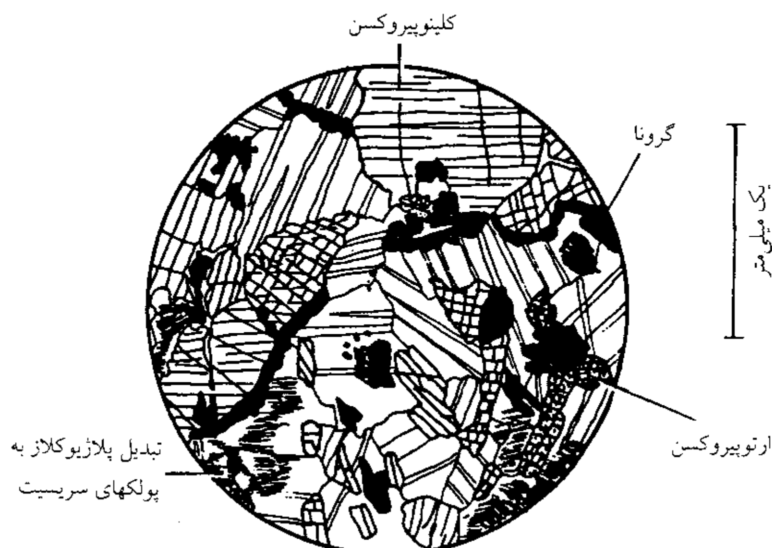
نام گرانولیت برای بعضی از سنگ‌شناسان عبارت از گنیسی است که دارای کانیهای مافیک (به‌ویژهٔ پیروکسن) و تمام کانیهای آن بی‌آب باشد. در واقع، می‌توان این سنگ را گرانولیت بازیک نامید. بعضی از زمین‌شناسان اسکاتلندی گرانولیت را سنگی می‌دانند که حالت توده‌مانند (ماسیف) با بافت گرانوبلاستی داشته و سرشار از کوارتز و فلدسپار و فاقد کانیهای آبدار باشد. با این توضیحات، می‌توان دو نوع گرانولیت را از هم متمایز کرد و به‌جای کلمهٔ گرانولیت از این دو نام استفاده کرد:

الف) انواعی که از نظر ترکیب معادل سنگهای آذرین بازیک‌اند و با کانیهای بی‌آب و ساخت گنیسی مشخص می‌شوند ولی بافت آنها گرانوبلاستی است. به این گروه غالباً گنیسهای پیروکسن‌دار می‌گویند (شکل ۷-۲۸).

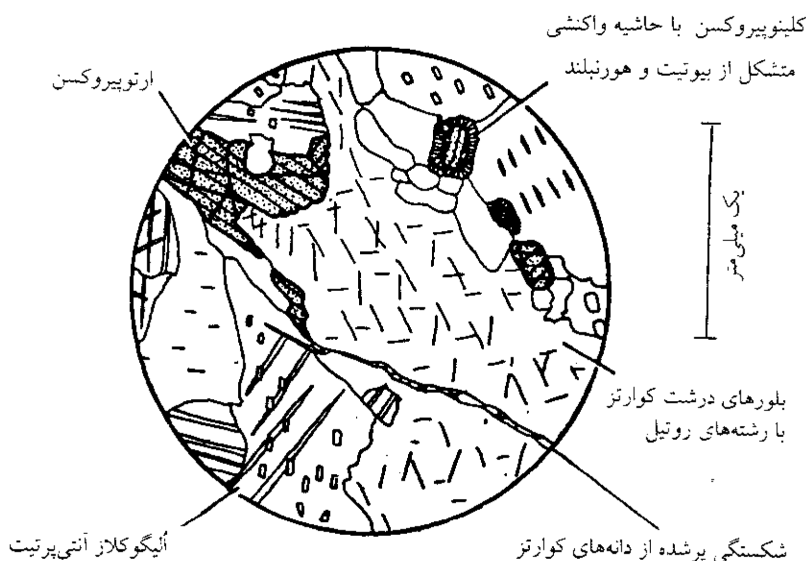
ب) انواعی که ترکیب شیمیایی آنها معادل سنگهای آذرین اسید، ولی دارای کانیهای بی‌آب است. به این قبیل سنگها، گنیس شارنوکیتی می‌گویند (شکل ۷-۲۹). تعریف اخیر به لپتینیت نزدیکتر است و خود عبارت از گنیسی است که فاقد کانیهای میکایی است و از دگرگونی سنگهای ماگمایی کوارتز و فلدسپاردار (یا آرکوزهای حاصل از تخریب این قبیل سنگها) دانه‌ریز و فقیر از کانیهای آهن و منیزیم به‌وجود می‌آید.

---
1. granofels
2. leptite
3. halleflinta

گرانولیتهای پیروکسن‌دار را می‌توان سنگهای دگرگونی درجه شدید (رخسارهٔ گرانولیت) دانست که اساساً از پلاژیوکلاز، هیپرستن، دیوپسید و در بعضی حالات گرونای آلماندین ساخته شده است. این سنگ را از نظر شیمیایی می‌توان معادل بازالت، و گابرو در نظر گرفت.



شکل ۷-۲۸ یک گنیس پیروکسن‌دار که از دگرگونی سنگهای بازیک به‌وجود آمده است.



شکل ۷-۲۹ مقطع نازک یک گنیس شارنوکیتی.

فلدسپارهای رخسارههای گرانولیتی رنگ تیره (قرمز، سبز، قهوهای و حتی سیاه) دارند و در پلاژیوکلازها، تیغههای فلدسپار پتاسیم (آنتی پرتیت) بهصورت اکسولوسیون وجود دارد که نشانهٔ دمای تبلور بالاست. در بعضی از بلورهای کوارتز گاهی سوزنهای روتیل دیده میشود که نشانهای از اکسولوسیون TiO_2 است. تصور میشود که در دمای زیاد، این اکسید بهحالت محلول در مذاب SiO_2 وجود داشته باشد.

با این توضیحات، گرانولیت سنگی دگرگونی با بافت گرانوبلاستی و نسبتاً دانهدرشت است که در شرایط دما و فشار زیاد (رخسارهٔ گرانولیتی) بهوجود میآید و تا اندازهای فابریک گنیسی دارد.

۷. شارنوکیتها

نام این سنگ از سنگ قبر جاب شارنوک بنیانگذار کلکته گرفته شده است. شارنوکیت را میتوان گرانیت هیپرستندار در نظر گرفت. در بسیاری از ردهبندیها مقدار کوارتز آن را لااقل ۲۰ درصد کانیهای روشن و نسبت فلدسپار پتاسیم آن به کل فلدسپار را ۴۰ تا ۹۰ درصد ذکر کردهاند. شارنوکیت را میتوان در سرزمینهایی پیدا کرد که تحتتأثیر دگرگونی در حد رخسارهٔ گرانولیت دگرگون شدهاند. بنابراین شارنوکیت در شرایط دما و فشار زیاد متبلور میشود.

بهطور کلی، سنگهایی که ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت و بافت گرانوبلاستی داشته باشند و کانیهای آهن و منیزیم آن از نوع بیآب (یعنی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن) باشند جزء سری شارنوکیتی قرار میگیرند. شارنوکیت عضوی از این سری است که در آن فلدسپار پتاسیم بیش از فلدسپار سدیمدار باشد و از این نظر ترکیب آن مشابه گرانیت است. اگر مقدار پلاژیوکلاز آن بیش از فلدسپار پتاسیم باشد آن را اندربیت[1] مینامند که عضو سدیمدار سری محسوب میشود. یکی از مشخصات شارنوکیت، داشتن کوارتز با رنگ تیره است. این امر بهدلیل وجود رشتههای مومانند روتیل در داخل بلور کوارتز است.

کانیهای سازندهٔ یک شارنوکیت شامل کوارتز، فلدسپار ارتوز، پلاژیوکلاز سدیمدار، هیپرستن و گروناست و از نظر ظاهر شبیه گنیسهای پلوتونیک است. دربارهٔ منشأ آذرین یا دگرگونی شارنوکیتها اختلاف نظر وجود دارد. ولی عقیدهٔ عمومی بر آن است که در زیر

1. enderbite

لایه‌های گرانیتی سازندهٔ پوستهٔ قاره‌ای، سنگهایی قرار دارند که از نظر ترکیب شبیه گرانیت تا تونالیت‌اند ولی در آن کانیهای فشار بالا (ارتوپیروکسن) و بی‌آب وجود دارد و به‌همین دلیل از لایهٔ شارنوکیتی صحبت می‌شود که در زیر لایهٔ گرانیتی قرار دارد. شارنوکیتهایی که شبیه گنیس باشند، گنیس شارنوکیتی خوانده می‌شوند (شکل ۷-۲۹).

۸ اکلوژیتها

اکلوژیتها سنگهایی‌اند که به‌صورت قطعات بیگانه (زینولیت[1]) در کیمبرلیت یا در بعضی از بازالتها دیده می‌شوند. اکلوژیتها از نظر کانی‌شناسی اساساً از دو کانی گرونای قرمز تیره (آلماندین ـ پیروپ) و پیروکسن اُمفاسیت سبز تیره تشکیل شده‌اند. این پیروکسن یکی از انواع سری دیوپسید ـ ژادئیت است. دیستن سومین کانی تشکیل‌دهندهٔ مهم در بعضی از اکلوژیتهاست. روتیل نیز همیشه به‌صورت کانی فرعی در سنگ دیده می‌شود. در بعضی از اکلوژیتها کوارتز ممکن است به‌صورت کانی فرعی یافت شود. تمام کانیهای سازندهٔ اکلوژیت بی‌آب‌اند و در شرایط بی‌آب به‌وجود می‌آیند.

اکلوژیت سنگی دانه‌درشت است و علی‌رغم دانه‌درشتی، بافت گرانوبلاستی دارد که گرونا با حالت پورفیروبلاستی در آن مشخص است. اکلوژیت را از نظر ترکیب شیمیایی باید معادل بازالت و گابرو دانست. وزن حجمی اکلوژیت ۳٫۴ تا ۳٫۵ گرم در سانتی‌متر مکعب است، در حالی که وزن حجمی بازالت و گابرو در حدود ۳ گرم در سانتی‌متر مکعب است. این مسئله نشان می‌دهد که اکلوژیت در فشار زیاد به‌وجود آمده، به‌نحوی که موجب فشردگی اتمهای سازندهٔ کانیهای اکلوژیت شده است. در آزمایشگاه توانسته‌اند اکلوژیت را به دو طریق به‌دست آورند:

الف) در حالت جامد، از تغییر و تبدیل بازالت در فشار زیاد و دمای متوسط،

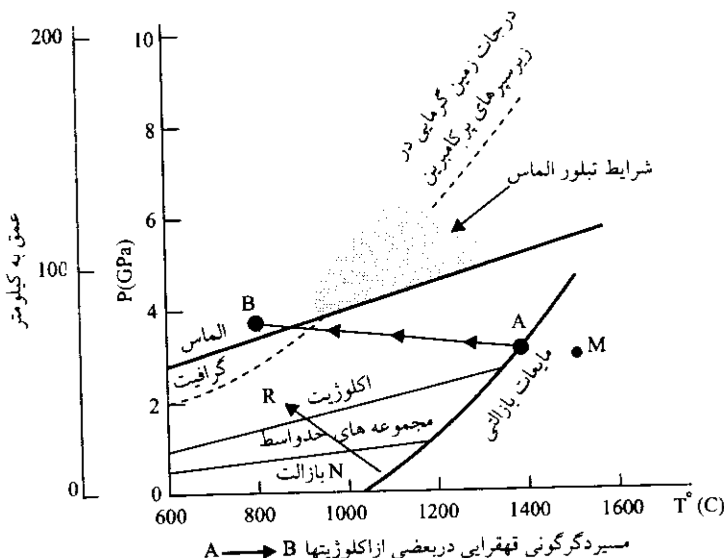
ب) از تبلور مایع مذاب بازالتی در فشار زیاد و دمای کم.

به این ترتیب، در حالت اول، اکلوژیت یک سنگ دگرگونی و در حالت دوم یک سنگ آذرین است. به‌همین دلیل، درباره منشأ اکلوژیتها اختلاف نظر وجود دارد.

در شکل ۷-۳۰، قلمرو تبلور الماس ـ گرافیت نشان داده شده است. این منحنی براساسِ شرایط تولید الماسهای مصنوعی در آزمایشگاه ترسیم شده و به کمک آن می‌توان عمق تشکیل الماس در درون زمین را به‌صورت تقریبی به‌دست آورد. به‌علاوه، قلمرو

1. xenolite

پایداری اکلوژیت در این شکل مشخص شده است. چنانکه ملاحظه می‌کنیم، از تبلور مایعات بازالتی، به‌شرط آنکه دما کاهش یابد، اکلوژیت به‌وجود می‌آید (مثلاً نقطهٔ M). در عین حال، بازالت جامد نیز اگر به فشارهای زیاد برده شود، اکلوژیت تشکیل می‌شود (مثلاً نقطهٔ N). با توجه به عمقی که کانیهای سازندهٔ اکلوژیت در آن پایدارند ملاحظه می‌کنیم که اکلوژیت ممکن است در اعماق پوسته یا در گوشتهٔ فوقانی به‌وجود آید. به‌همین دلیل، می‌توان اکلوژیت را به‌صورت قطعات بیگانه در کیمبرلیتها پیدا کرد.



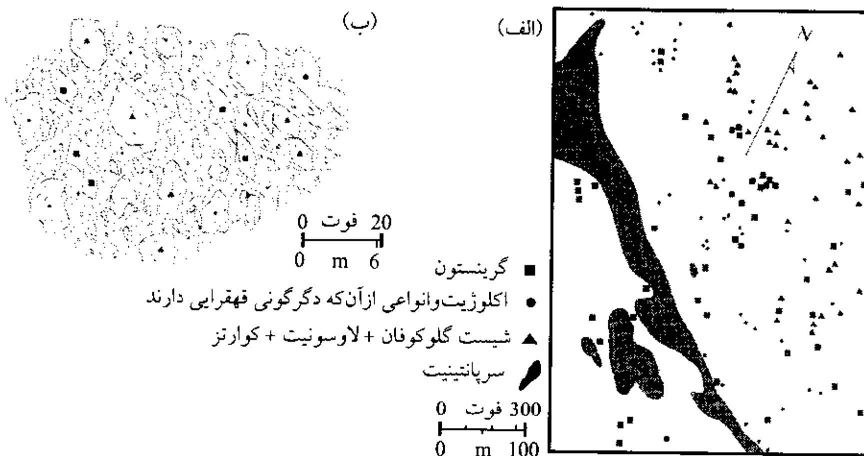
شکل ۷-۳۰ قلمرو پایداری اکلوژیتها و شرایط تشکیل آنها در نمودار تغییرات دما و فشار. در این شکل، منحنی تبدیل گرافیت به الماس و بالعکس (منحنی یک‌متغیره) و شرایط ذوب سنگهای اکلوژیتی و بازالتی دیده می‌شود.

ما قبلاً حد دگرگونی را در فصل اول تعریف و مشخص کرده‌ایم. در اینجا یک بار دیگر ملاحظه می‌کنیم که یک مایع بازالتی، اگر در شرایط گوشتهٔ فوقانی متبلور شود به‌صورت اکلوژیت در می‌آید و اگر بازالت جامد یا گابرو به این اعماق (پوستهٔ زیرین و گوشتهٔ فوقانی) برده شود، باز هم اکلوژیت ایجاد می‌شود (مسیر N به R). این همان حالات الف و ب است که در بالا به آن اشاره شده است.

همان‌طور که در بالا ذکر شد، یکی از اختصاصات مهم کانی‌شناسی اکلوژیتها وجود پیروکسن اُمفاسیت در آن است. در واقع، این پیروکسن نوعی اوژیت سرشار از سدیم

است. سنگ گرونا و پیروکسن‌داری که پیروکسن آن دیوپسید یا اوژیت معمولی باشد اکلوژیت به‌حساب نمی‌آید و بهتر آن را گنیس گرونا و پیروکسن‌دار به‌شمار آوریم. اکلوژیتها ممکن است در شرایط درجات شدید دگرگونی شیستهای آبی هم به‌وجود آیند. در این صورت به‌شکل قطعات کوچک یافت می‌شود*. در بعضی از بیرون‌زدگیهای ملانژ تکتونیکی توانسته‌اند اکلوژیتها یا قطعات دگرسان شدهٔ آن را پیدا کنند (شکل ۷–۳۱). این قبیل اکلوژیتها همیشه در کنار گسلها رورانده یافت می‌شوند.

اکلوژیتها ممکن است، همانند هر سنگ دیگر، تحت‌تأثیر دگرگونی قهقرایی قرار گیرند. مثلاً اگر مجموعهٔ کانیهای آن در شرایط دما و فشار کمتر ولی در معرض فشار آب قرار گیرد، در این حالت حاشیهٔ هم‌رشدی از هورنبلند و پلاژیوکلاز که به آن «حاشیهٔ کلیفیت[1]» می‌گویند، بین بلورهای گرونا و پیروکسن قرار می‌گیرند که خود به واکنش بین این دو کانی در حضور آب وابسته است.



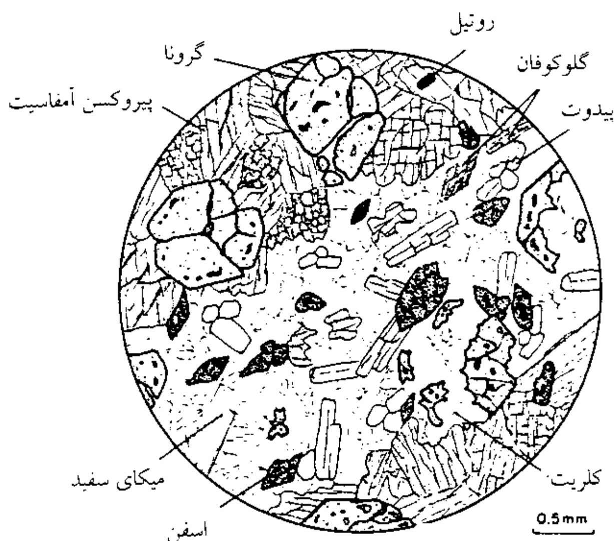
شکل ۷–۳۱ خردشدگی و اختلاط سنگهای مختلف در حالت جامد.
الف) در سمت راست، نقشه پراکندگی سنگهای مختلف (با توجه به علائم کنار نقشه)، در یک ناحیهٔ محدود دیده می‌شود. نوار سیاه طویل هم بیرون‌زدگی سرپانتینیت را نشان می‌دهد.
ب) قطعات سنگی مختلف (با توجه به علامتها) در یک زمینهٔ درهم و خردشده دیده می‌شوند. در مقیاس کوچک، این نوع اختلاط را می‌توان میکروملانژ[2] نامید. دایره‌های کوچک اکلوژیت است.

* اندازهٔ این قطعات در حدود چند متر و ندرتاً به ۱۰ متر می‌رسد و غالباً از نوع اکلوژیتهای دگرسان شده‌اند.

1. kelyphitic rim
2. micromelange

همان‌طور که در شکل ۷-۳۲ ملاحظه می‌کنیم، واکنشهایی که با حضور آب در یک مجموعهٔ اکلوژیتی صورت گیرد مجموعهٔ کانیهای آن (یعنی اُمفاسیت + گرونا + آلماندین - پیروپ + روتیل) به مجموعهٔ آبدار گلوکوفان + کلریت + اپیدوت + میکای سفید + اسفن تبدیل شده است که خود نوعی دگرگونی قهقرایی در اکلوژیتهاست.

در حالات نادر از دگرگونی قهقرایی اکلوژیت، ممکن است شیستهای آبی به‌وجود آید که در این حالت اُمفاسیت ممکن است به گلوکوفان و کربنات تبدیل شود و در شرایط درجات ضعیف‌تر به مجموعهٔ آکتینوت + موسکوویت + اپیدوت مبدل گردد.



شکل ۷-۳۲ یک مجموعهٔ اکلوژیتی متشکل از کانیهای بی‌آب به‌طور جزئی آبدار شده و مجموعهٔ جدیدی از کانیها به‌وجود آمده است.

د) سنگهای دگرگونی اصابتی یا ضربه‌ای

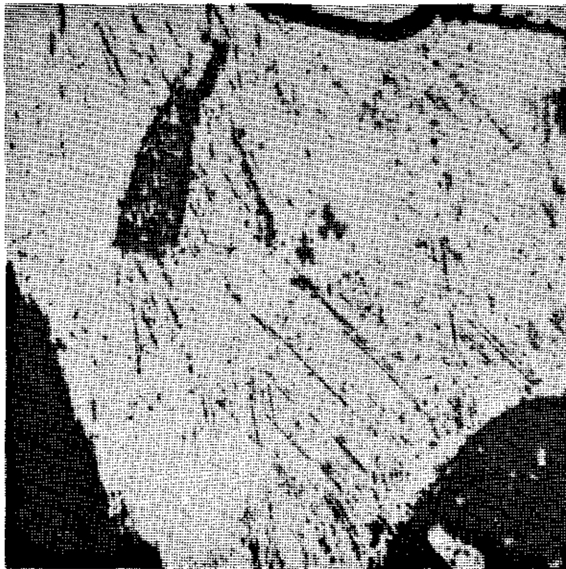
آثار دگرگونی ناشی از برخورد و اصابت در دمای تقریباً ۱۰۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد ولی در فشار زیاد مثلاً ۱۰ کیلوبار بروز می‌کند. مقدار فشار ممکن است بسیار زیادتر و حتی تا ۱۰۰ کیلوبار نیزبرسد. آثار دگرگونی اصابتی در سطح زمین بسیار محدودند و همان‌طور که در فصل سوم گفته شد، آثار آن تابع جرم و سرعت سنگهای آسمانی است و به اختصار عبارت‌اند از:

۱. مخروطهای خردشدگی؛ در این حالت سنگها به‌صورت صفحات مخروطی می‌شکنند و در آنها شیارهایی پدیدار می‌شود. این اشکال در فشارهای بین ۵ تا ۱۰ کیلوبار توسعه پیدا می‌کند.

۲. در بلورهای کوارتز و فلدسپار، شکافها و ترکهای بسیار ریز به فواصل چند میکرون به‌وجود می‌آید (شکل ۷-۳۳). این عمل در فشار بین ۷٫۵ تا ۲۵ کیلوبار وقوع می‌یابد.

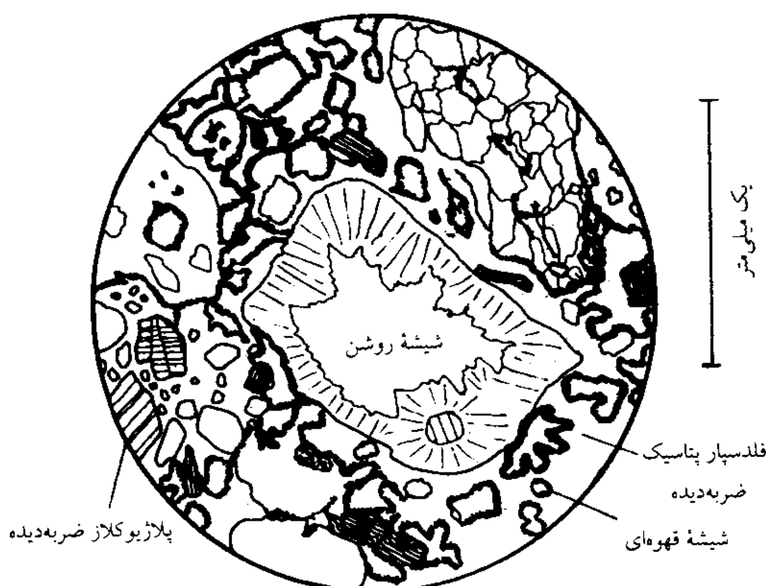
۳. در سنگهای کربن‌دار الماس به‌وجود می‌آید. با توجه به شرایط تبلور الماس، این عمل در بالاتر از ۲۰ کیلوبار انجام‌شدنی است.

۴. در سنگهای سیلیسی و ماسه‌سنگها، به‌جای کوارتز، شکل فشار زیاد آن یعنی کوئزیت و استیشوویت ظاهر می‌شوند. کانی اخیر در بیش از ۱۶ کیلوبار به‌وجود می‌آید. فلدسپار در فشار حدود ۳۰ کیلوبار و کوارتز در فشار حدود ۴۰ کیلوبار متلاشی می‌شوند.



شکل ۷-۳۳ این بلور کوارتز در امتداد صفحات موازی ترک‌دار شده است. فاصلهٔ بین ترکها چند میکرون است. این ترکها در فشار ۱۰ کیلوبار ایجاد شده است.

۵. سوئویت سنگی است که در نتیجهٔ برخورد و دگرگونی ضربه‌ای بخشی از سنگ ذوب می‌شود و سیمانی تشکیل می‌دهد که بخشی ذوب‌نشده را (به‌صورت قطعات زاویه‌دار) به هم متصل می‌کند (شکل ۷-۳۴).



شکل ۷-۳۴ مقطع نازک یک سوئویت، مقیاس یک میلی‌متر است.

۶. اگر سنگ به‌طور کامل ذوب شده باشد، شیشه‌هایی به‌وجود می‌آید که برای تمیز از سایر انواع شیشه‌های طبیعی، بهتر است آن را شیشهٔ اصابتی نامید. این حالت در فشار بیش از ۶۰ کیلوبار به‌وجود می‌آید.

۷. در شرایطی که شدت ضربه بسیار زیاد باشد، سنگ محل اصابت حتی به بخار تبدیل می‌شود. در شکل ۷-۳۵، حدود دما و فشارهای دگرگونی اصابتی و رابطهٔ بین حالات مختلف سنگها و کانیهای را در این شرایط ملاحظه می‌کنیم. بین سنگ میزبان سالم و سنگهای دگرگونی اصابتی، مراحل زیر وجود دارد:

سنگ میزبان سالم و دست‌نخورده



سنگ خردشده و مخروطهای خردشده



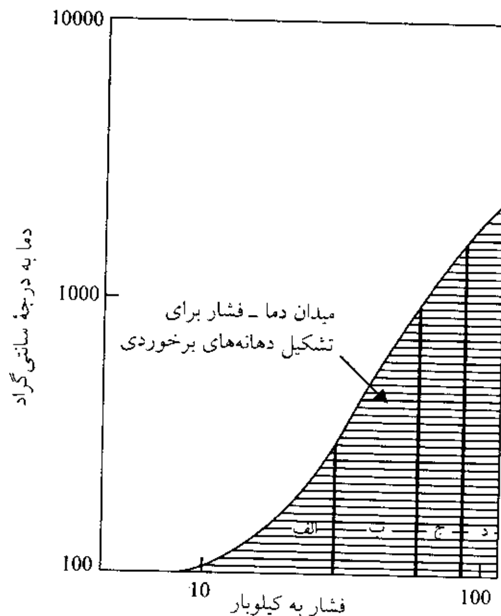
سنگ با ترکهای مویین



سنگ که ترکهای آن به‌وسیله شیشه پر شده است



سنگ شیشه یا شیشهٔ اصابتی



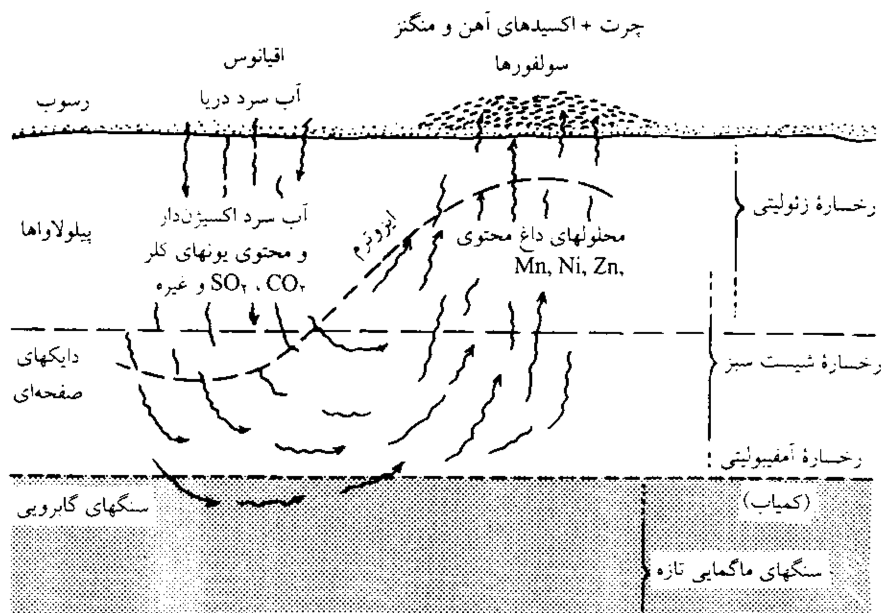
شکل ۷-۳۵ فشار و دماهای ناشی از تشکیل دهانه‌های اصابتی. با افزایش فشار ناشی از ضربه، بین ۱۰ تا ۱۰۰ کیلوبار، ابتدا در بلورها ترکهای صفحه‌ای به‌وجود می‌آید (در حالت الف)، سپس بعضی از کانیها به شیشه تبدیل می‌شود (حالت ب)، آنگاه ذوب می‌گردد (حالت ج) و سرانجام به بخار تبدیل می‌شود (حالت د) (توجه: مقیاسها لگاریتمی است).

هـ) سنگهای دگرگونی زیر کف‌اقیانوسها

چنانکه در بحث مربوط به اقسام دگرگونی اشاره شد (فصل سوم)، در ریفتهای درون اقیانوس، افزایش درجات زمین‌گرمایی سریع و تقریباً ۵ تا ۸ برابر مناطق دیگر سطح زمین است. با ورود آب دریا به داخل شکستگیهای کف اقیانوس و گرم شدن تدریجی آن که با انحلال گازهای آتشفشانی همراه است آب گرم می‌شود و خاصیت اسیدی پیدا می‌کند و در چنین حالتی قادر است کانیهای سنگهای کف‌اقیانوس را دگرسان کند. این عمل در دماهای متفاوت (از ۲۰۰ تا ۶۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد) ولی در فشار کم انجام می‌شود. به‌همین دلیل، رخسارهٔ پرهنیت ـ پومپله‌ایت که عملاً باید بین رخسارهٔ زئولیتی و شیست سبز یافت شود در این مناطق وجود ندارد (شکل ۷-۳۶).

مطابق شکل ۷-۳۶، با ورود آب سرد دریا به درون سنگهای کف اقیانوس، بین آنها، تبادل شیمیایی برقرار می‌گردد. می‌دانیم که آب دریا از اکسیژن و آنیونهای دیگری

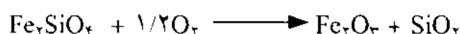
مانند SO_4^{-2} ، Cl^- ، B^- ، HCO_3^- ، CO_3^{-2} غنی است. ضمناً با ورود آب به داخل سنگهای گرم کف اقیانوس، دمای آن رفته‌رفته افزایش می‌یابد و در نتیجه تدریجاً، درجات دگرگونی (دگرسانی) زیاد می‌شود. ولی حد نفوذ آب دریا محدود است و در یک مجموعهٔ



شکل ۷-۳۶ مدلی از نفوذ و گردش آب در سنگهای ماگمایی داغ پوستهٔ اقیانوسی. با ورود آب سرد دریا، سطوح ایزوترم پایین آمده و با خروج آن که حاوی املاح محلول است سطح ایزوترم بالا آمده است (خط‌چین در شکل). حداکثر نفوذ آب، زیر دایکهای صفحه‌ای است که به آن دایکهای تغذیه‌ای نیز می‌گویند.

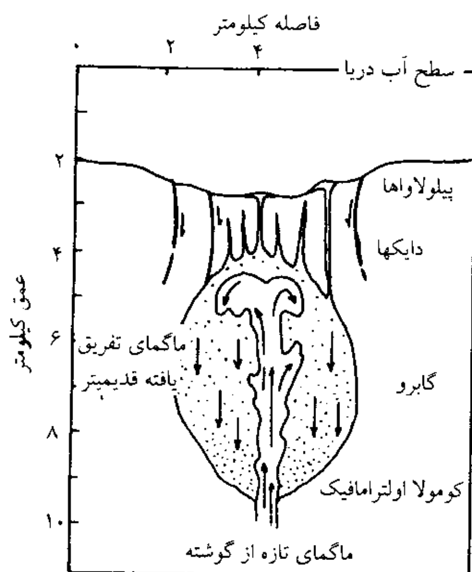
افیولیتی (شکل ۷-۳۸)، تنها بخش کوچکی از لایهٔ گابرویی را فرامی‌گیرد (شکل ۷-۳۶) و به سنگهای اولترابازیکک زیرین وارد نمی‌شود. بنابراین، حد دگرگونی نیز در این مناطق محدود است و به زیر دایکهای صفحه‌ای ختم می‌شود.

اصولاً سنگهای ماگمایی تازه، حالت احیا دارند ولی با ورود و نفوذ آب، طبق واکنشهای زیر اکسید می‌شوند:

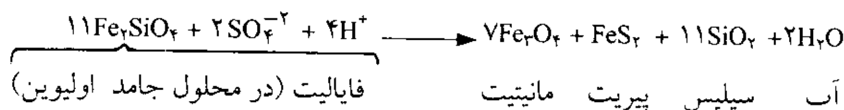


$$Fe_2SiO_4 + 1/2O_2 \longrightarrow Fe_2O_3 + SiO_2$$

فایالیت (در محلول جامد اولیوین)   هماتیت   سیلیس



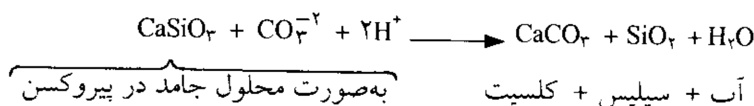
شکل ۷-۳۷ مقطع قائم فرضی از یک ریفت اقیانوسی که در آن ابعاد اتاق ماگمایی فرضی نشان داده شده است. به وضعیت شکستگیها، دایک و سطحی که اتاق ماگمایی قرار دارد توجه شود.



$$11Fe_2SiO_4 + 2SO_4^{-2} + 4H^+ \longrightarrow 7Fe_3O_4 + FeS_2 + 11SiO_2 + 2H_2O$$

فایالیت (در محلول جامد اولیوین)　　مانیتیت　پیریت　سیلیس　آب

بین کلسیم سیلیکاتها و آنیونهای کربنات (CO_3^-) واکنش زیر منجر به‌تشکیل کلسیت می‌شود:

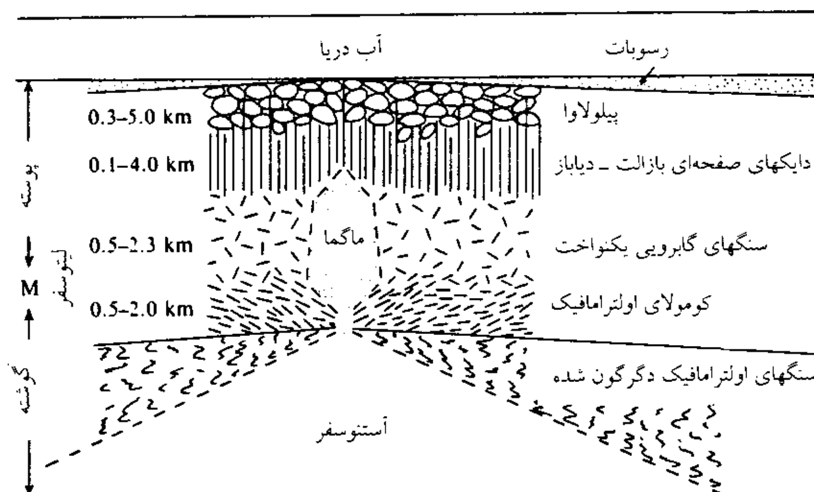


$$CaSiO_3 + CO_3^{-2} + 2H^+ \longrightarrow CaCO_3 + SiO_2 + H_2O$$

به‌صورت محلول جامد در پیروکسن　　آب + سیلیس + کلسیت

به این ترتیب، سیلیس و اکسیدهای فلزی، کربنات و سولفور به‌حالت محلول وارد آب دریا می‌شوند و در صورتی که مقدار آن از حد متعارف تجاوز کند، ته‌نشین می‌شود. وجود سیلیس، به‌حالت چرت در مجموعه‌های افیولیتی یا ژاسب در بین پیلولاواها را با روابط فوق می‌توان توجیه کرد.

آب دریا با این عمل تدریجاً احیاء می‌شود و مقادیر زیادی از فلزات مانند منگنز، کبالت، آهن، نیکل، مس، روی، نقره و طلا از سنگهای ماگمایی جدا و به اصطلاح



شکل ۷–۳۸ مقطع فرضی یک مجموعهٔ افیولیتی در جایگاهی که به‌وجود می‌آید. این محل در شکاف وسط اقیانوسی (ریفت) یا محلی است که پوستهٔ اقیانوسی در حال گسترش و بازشدگی باشد. اعداد سمت چپ، ضخامت واحدهای مختلف یک مجموعهٔ افیولیتی را نشان می‌دهند. محل ناپیوستگی موهو، در قسمت فوقانی لایهٔ اولترامافیک با حرف M مشخص شده است. در بخش زیرین مجموعهٔ افیولیتی، سنگهایی مشابه با اولترابازیکهای نوع آلپی وجود دارد.

شسته می‌شود و به‌حالت محلول و به‌شکل دودهٔ سیاه وارد آب دریا می‌گردد. کمبود این عناصر در اسپیلیتها را ممکن است به چنین عملی ارتباط داد. درحالی که در رسوبات دریایی این قبیل نواحی، عیار آهن و منگنز گاه به‌میزان قابل استخراج می‌رسد.

با توجه به اهمیتی که افیولیتها (یا ملانژهای افیولیتی) در کشور ما دارند، مختصری از دگرگونی پوستهٔ اقیانوسی را که خود بخشی از یک مجموعهٔ افیولیتی است در زیر شرح می‌دهیم.

قبل از توضیح سنگهای دگرگونی کف اقیانوس، لازم است خاطرنشان کنیم که در سالهای اخیر (۱۹۹۸ـ ۱۹۸۸) بررسیهای دقیقی در موارد زیر انجام شده است:

ـ بر روی مغزه‌های حفاری کف اقیانوس،

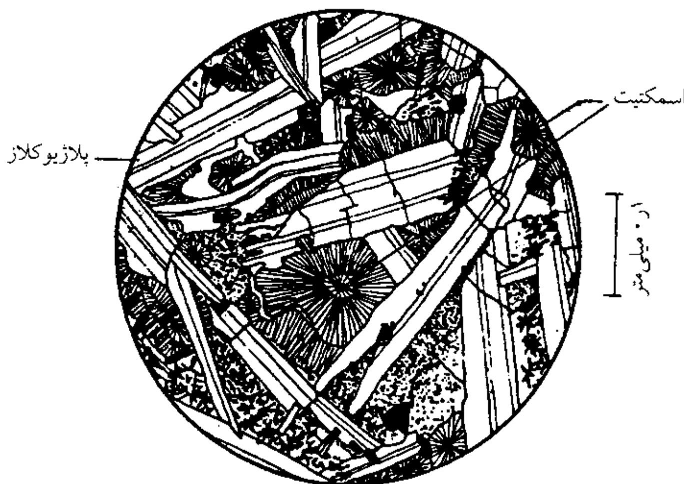
ـ نمونه‌برداری مستقیم با چنگکهای مخصوص در ریفتهای امروزی کف اقیانوسها مانند ناحیهٔ گالاپاگوس، یا حوالی جزایر بیسمارک در اقیانوس کبیر،

ـ افیولیتهایی که حالت اختلاط (ملانژ) در آن دیده نمی‌شود

۱. سنگهای دگرگونی درجهٔ خیلی ضعیف

این سنگها در بخش سطحی قرار دارند و نمونه‌برداری از بازالتهایی که ساخت پیلولاوایی داشته‌اند انجام شده است. در زیر میکروسکوپ (شکل ۷-۳۹)، پلاژیوکلازهایی را ملاحظه می‌کنیم که مستقیماً از ماگما متبلور شده و سالم و دست‌نخورده باقی مانده‌اند. بین این بلورها شیشهٔ دویتریفیه‌ای[1] (از حالت شیشه خارج شده) ملاحظه می‌کنیم که به‌صورت بلورهای شعاعی اسمکتیت درآمده و با اکسیدهای کدر فضای بین بلورها را پر کرده است.

اسمکتیت نوعی کانی رسی از خانوادهٔ مونت‌موریونیت است که آن را فقط به کمک پرتو ایکس می‌توان تشخیص داد. در این قبیل سنگها، حفرات بادامی‌شکل به‌وسیله کلسیت، اوپال یا زئولیت پر می‌شود. وجود اسمکتیت به‌جای خمیرهٔ شیشه‌ای در بازالت مشخص‌کنندهٔ ضعیف‌ترین درجهٔ دگرگونی است.



شکل ۷-۳۹ مقطع میکروسکوپی یک بازالت پیلولاوایی که درجهٔ دگرگونی آن بسیار ضعیف است.

۲. سنگهای دگرگونی درجهٔ ضعیف

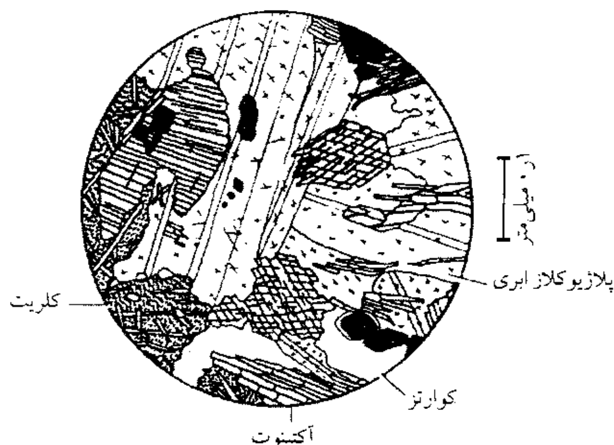
در اعماق کمی پایینتر از محلی که بازالتهای پیلولاوایی در کف اقیانوس دیده می‌شوند، یعنی در افقهایی که دایکهای صفحه‌ای وجود دارند، به‌علت افزایش دما، درجهٔ دگرگونی بیشتر از حالت قبل است. زیرا در نمونه‌های برداشت‌شده، به‌جای اسمکتیت، کوارتز و

1. devitrified

کلریت دیده می‌شود. فلدسپار پلاژیوکلاز حالت ابرمانند به‌خود می‌گیرد و به‌صورت مجموعه‌ای تخریب‌شده ظاهر می‌شود. کمی پایینتر از این افق (بخش میانی دایکهای صفحه‌ای)، اپیدوت و آکتینوت نیز در سنگ ظاهر می‌شود (شکل ۷-۴۰). در این صورت مجموعهٔ کانیها عبارت‌اند از:

پلاژیوکلاز ـ آکتینوت + کلریت + کوارتز + کانیهای کدر

این مجموعهٔ دگرگونی را می‌توان دگرگونی درجهٔ ضعیف یک بازالت محسوب کرد. گرینستون در این شرایط به‌وجود می‌آید.



شکل ۷-۴۰ مقطع میکروسکوپی یک نمونه از دایکهای صفحه‌ای که درجهٔ دگرگونی ضعیف در آن دیده می‌شود.

۳. سنگهای دگرگونی درجهٔ متوسط

با افزایش عمق، دما افزایش می‌یابد. در نتیجه هورنبلند جای آکتینوت را می‌گیرد، کلریت محو می‌شود و کلینوپیروکسنی با ترکیب نزدیک به دیوپسید به این مجموعه اضافه می‌شود (شکل ۷-۴۱). در این صورت مجموعهٔ کانیها عبارت‌اند از:

پلاژیوکلاز + کوارتز + هورنبلند + دیوپسید + کانیهای کدر

این مجموعه در تحتایی‌ترین بخش دایکهای صفحه‌ای ظاهر می‌شوند. اگر سنگ آفانیتی باشد به آن گرینستون و اگر دانه‌های آن مشخص باشد (فانریتی)، آمفیبولیت به‌وجود می‌آید.



شکل ۷-۴۱ مقطع میکروسکوپی بازالت که از دایک صفحه‌ای برداشت‌شده و درجهٔ دگرگونی آن متوسط است.

حفره‌های اولیهٔ گدازه‌های بازالتی ممکن است با کربنات و زئولیت پر شود و بادامکهایی به‌وجود آید. در گرینستون عموماً آثاری از سنگ والد محفوظ می‌ماند. این قبیل سنگها را می‌توان متابازالت نامید.

۴. اسپیلیت

اسپیلیت را می‌توان از گرینستونهایی به‌شمار آورد که در آنها منظرهٔ بافت بازالتی در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص باشد. به‌علاوه، اسپیلیت دارای کانیهای دگرگونی درجهٔ ضعیف نظیر آلبیت، کلریت، آکتینوت، اسفن، کلسیت، سیلیکهای آبدار آلومینیم ـ کلسیم (مانند اپیدوت، پرهنیت، لومونتیت) و آثاری از پیروکسن سنگ اولیه است.

اسپیلیتها در رسوبات کمربندهای کوه‌زایی فراوانترند و غالباً به‌صورت بالشهایی دیده می‌شوند که مختص فورانهای زیر دریایی است. اسپیلیتها از نظر شیمیایی شبیه بازالتها و انواع تفریق یافتهٔ آنهایند، ولی اصولاً سدیم بیشتر و کلسیم کمتری دارند. دربارهٔ نحوهٔ تشکیل اسپیلیتها اتفاق‌نظر وجود ندارد. علی‌رغم بقایای بازالتی و کانیهای دگرگونی درجهٔ ضعیف در اسپیلیتها، بعضی عقیده دارند که آنها از انجماد ماگمای ویژه‌ای به‌وجود آیند. بعضی نیز بر این عقیده‌اند که اسپیلیتها از تغییر و تبدیل سنگهای معمولی در

فرایند خاصی که به آن اسپیلیتی شدن[1] می‌گویند به‌وجود می‌آیند. ولی چون تاکنون نتوانسته‌اند به‌طور تجربی مایعات مذابی شبیه اسپیلیت تهیه کند تا کانیهای سازندهٔ اسپیلیت در آن متبلور شود، اخیراً فرضیهٔ اول کنار گذاشته شده است.

بعضی از محققان با توجه به محل پیدایش و وجود قطعات پیلولاوا در اسپیلیتها، دخالت آب دریا را به‌عنوان فاز سیال عامل تغییر و تبدیل می‌دانند. با مطالعاتی که در سالهای اخیر انجام شده و نمونه‌برداریهایی که از کف اقیانوسها به‌عمل آمده، ثابت شده که اسپیلیت در این اعماق کمیاب است. ممکن است در پدیده اسپیلیتی شدن، فاز سیالی که از یک تودهٔ ماگمایی در حال تبلور به خارج نشت می‌کند همراه با دگرگونی واقعی در تغییر و تبدیل آن دخالت کند. با این توضیحات، هنوز در مورد منشأ اسپیلیتها اطلاعات کاملی در اختیار نداریم. در سالهای اخیر تصور بر این بوده است که در سنگهای بازالتی، نزدیک به ریفتهای اقیانوسی، ابتدا براثر دخالت آب دریا، محلولهای هیدروترمال سنگهای بازالتی را دگرسان می‌کنند و این سنگها در مرحلهٔ رورانش[2] روی پوسته‌های قاره‌ای دگرگون می‌شود و اسپیلیت به‌وجود می‌آید.

۵. سرپانتینیتها

سنگهای مجموعهٔ افیولیتی (پریدوتیت، دونیت، هارزبورژیت) با درجات متفاوت براثر پدیدهٔ سرپانتینی شدن به سرپانتینیت تبدیل می‌شوند.

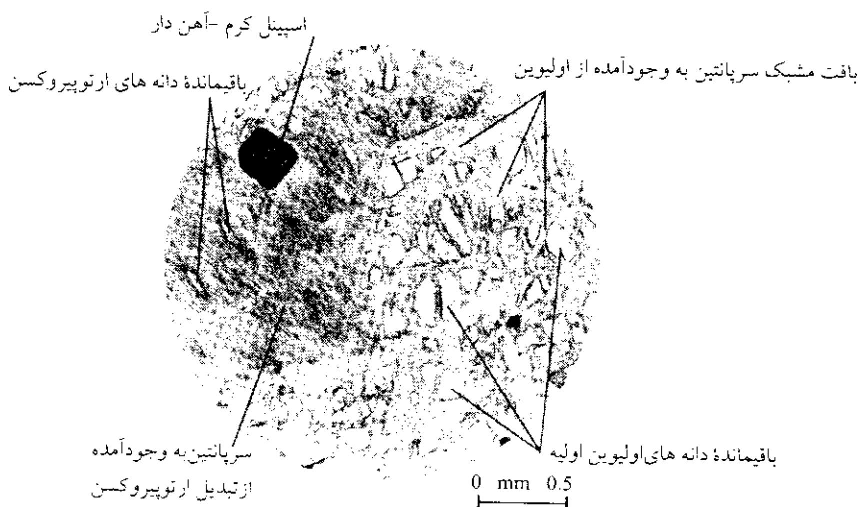
در سرپانتینیتها دو نوع فابریک یافت می‌شود:

ـ در سرپانتینیتهای ماسیف که عمدتاً در شرایط فشار همه‌جانبه به‌وجود می‌آیند، ساختمان قدیمی سنگ اولترابازیک در مجموعهٔ مشبکی از کانیهای سرپانتین ثانوی (شکل ۷-۴۲) دیده می‌شوند. سطح شکست تازهٔ آن به رنگ سبز زیتونی تا سیاه ولی سطح هوازدهٔ آن زرد نارنجی تا قرمز قهوه‌ای است. این همان سرپانتینیتهای نوع آلپی است.

ـ در سرپانتینیتهای برشی (یا لغزشی)، حتی در نمونه‌های دستی، گروهی از سطوح لغزشی و صاف را به‌آسانی می‌توان تشخیص داد. رنگ آنها از سیاه تا سبز و گاهی زرد کم‌رنگ متغیر است. معمولاً فابریک قدیمی براثر فشارهای جهت‌دار محو می‌شود و سنگ از نظر مکانیکی مقاومت چندانی ندارد.

کانی سرپانتین خود از سه کانی به‌نامهای آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل ساخته

---
1. spilitization　　2. obduction



شکل ۷-۴۲ پریدوتیت سرپانتینی‌شده. در این شکل سرپانتین جانشین اولیوین و ارتوپیروکسن شده است.

شده است که از نظر شیمیایی و ساختمانی با هم متفاوت‌اند. چنانکه دو کانی اول مانند میکاها از نوع ورقه‌ای و کانی سوم رشته‌ای و مانند آزبست است. در سرپانتینیتها، علاوه بر سه کانی فوق مقداری بروسیت (در صورتی که ماده کم‌سیلیس باشد)، تالک (اگر مقدار سیلیس کمی زیادتر باشد)، مانیتیتهای ثانوی و کربنات هم دیده می‌شود.

در بیشتر سرپانتینیتهای آلپی، لیزاردیت + کریزوتیل + بروسیت + مانیتیت دیده می‌شود که احتمالاً در حد بین دمای اتمسفر و ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد به‌وجود آمده‌اند. سرپانتینیتهای آنتی‌گوریت‌دار نسبتاً کمیاب‌اند و احتمالاً براثر دگرگونی سنگهای اولترابازیک در رخسارهٔ شیست سبز یا آمفیبولیت و دمای بیش از ۵۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد به‌وجود آمده‌اند. بعضی از سرپانتینیتها هم همراه با شیستهای آبی یافت می‌شوند.

چنانکه می‌دانیم افیولیتهایی که در مناطق فرورانش دیده می‌شوند اصولاً نظم و ترتیب یک مجموعهٔ افیولیتی را نشان نمی‌دهند، یعنی سنگهای سازندهٔ آن به‌طور کامل با هم مخلوط شده و سنگهایی به‌نام افیولیت ملانژ یا سرپانتینیت ملانژ به‌وجود آورده‌اند. گاهی قطعات سازندهٔ این ملانژها ابعاد بزرگی دارند، ولی گاهی ابعاد قطعات بسیار کوچک است در این حالت به آن میکروملانژ می‌گویند (شکل ۷-۳۱). در این قبیل ملانژها، قطعات پریدوتیت، گابرو، بازالت، دیاباز، چرت، قطعات سرپانتینیت برشی دیده

می‌شود. اگر سیمان میکروملانژها از نوع آهک باشد به‌آن افی‌کلسیت یا افی‌کربنات می‌گویند که مخفف افیولیت + کلسیت (یا کربنات) است.

شیستهای سرپانتینی‌شده عبارت‌انداز سنگهای اولترابازیک که در آن به‌علت فشارهای جهت‌دار، سنگ دارای شیستوزیته شده و در عین حال کانیهای آن به سرپانتین تبدیل شده‌اند.

تصور می‌شود که ملانژهای سرپانتینی ابتدا در طول گسلها ترانسفورم و نزدیک ریفتهای اقیانوسی در نتیجهٔ دخالت آب دریا به‌وجود می‌آید، سپس به هنگام استقرار روی قاره‌ها یا تغییر شکلهای بعدی به‌صورت ملانژ درمی‌آید و دگرگون می‌شود.

رودنگیت یا *رودنژیت* را باید نوعی متاسوماتیسم کلسیک دانست که ممکن است در نتیجهٔ تأثیر سیالات سرشار از کلسیم بر سنگهای گابرویی یا دیابازیک به‌وجود آید. در این حالت سنگ به مجموعه‌ای از کانیهای هیدروگروسولار، پرهنیت، پیروکسن سرشار از کلسیم مانند دیوپسید ـ ولاستونیت تبدیل می‌شود.

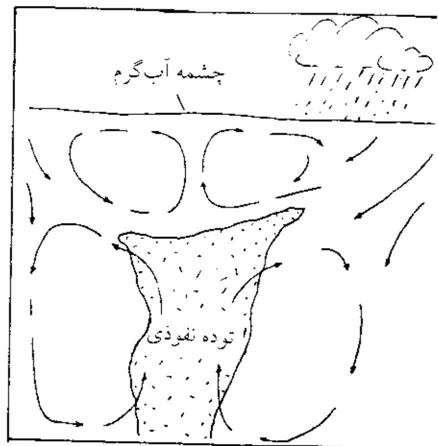
۶. تکتونیت اولترابازیک

در مجموعه‌های افیولیتی و زیر افقهای تحتانی این مجموعه، سنگهای دگرگونی جهت‌یافته‌ای دیده می‌شود که تکتونیتهای اولترابازیک نامیده می‌شود و مطابق شکل ۷-۳۸ این سنگها در تحتانی‌ترین افق یک مجموعهٔ افیولیتی و زیر کومولاهای اولترامافیک دیده می‌شوند. ضمناً در این افقها، پدیدهٔ گستردهٔ دگرگونی کف اقیانوس وجود ندارد. زیرا آب دریا، تا رسیدن به این اعماق تبخیر می‌شود و مجدداً به کف اقیانوس برمی‌گردد (شکل ۷-۳۶). سنگهای اولترابازیکک مورد بحث که عمدتاً از هارزبورژیت و لرزولیت و ندرتاً دونیت تشکیل شده‌اند جهت‌یافته‌اند و در اولیوین آنها، نوارهای کینک‌باند دیده می‌شود که نشانه‌ای از دگرشکلی شدید در حالت جامد است. این سنگها را تکتونیت اولترامافیک نیز می‌نامند. و با توجه به اینکه این سنگها در مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شوند و ترکیب استثنایی دارند آنها را باقیماندهٔ جامد گوشتهٔ فوقانی در نظر می‌گیرند و دگرگونی آن را به حرکت دیاپیری مواد سازندهٔ گوشته مربوط می‌دانند که در ترازهای فوقانی، بخشی از آن ذوب‌شده و در تولید مایعات بازالتی سنگهای سازندهٔ کف اقیانوسی شرکت کرده و بخشی ذوب‌نشدهٔ آن. حرکت دیاپیری مادهٔ جامد را در خود ثبت کرده و حالت فولیاسیون در آن به‌ظهور رسیده است، به‌نحوی که ارتوپیروکسنها و اولیوین این سنگها تا حدودی خردشده و جهت‌یافتگی خاصی از خود نشان می‌دهند.

و) دگرگونی هیدروترمال و سنگهای ناشی از آن

به‌کلیهٔ تغییرات شیمیایی ـ کانی‌شناسی‌ای که تحت‌اثر آبهای ماگمایی یا هیدروترمال در سنگها ایجاد می‌شود دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال می‌گویند و نتیجهٔ آن ایجاد لایهٔ دگرسان‌شده در سنگ میزبان است که ضخامت آن از چند میلی‌متر تا چند متر (و گاه بیشتر) متفاوت است. در دگرگونی هیدروترمال، فاز سیال نقش مهمی دارد. این سیال ممکن است محلولهای پس‌ماگمایی[1] و از تودهٔ آذرین به خارج نشت کند یا ممکن است مطابق شکل ۷-۴۳، آبهای زیرزمینی داغی باشد که در اطراف توده‌های نفوذی در بین شکستگیها جریان پیدا می‌کند. این آبها منشأ جوی دارند و می‌توان انواعی از آن را به‌صورت چشمه‌های آب‌گرم در اطراف بعضی از آتشفشانهای نیمه‌فعال ایران نیز مشاهده کرد. (مثلاً در اطراف اردبیل). وجود بسیاری از رگه‌های فلزی در اطراف توده‌های نفوذی در نتیجهٔ فعالیت همین سیالات، در سنگهای میزبان به‌وجود آمده است.

دگرگونی هیدروترمال در مقیاس بسیار وسیع در زیر کف اقیانوسها رخ می‌دهد که در صفحات قبل توضیح داده شد و آنچه در زیر به آن اشاره می‌شود دگرگونیهایی است که به‌طور محلی و اغلب در اطراف توده‌های نفوذی ملاحظه می‌شود و تحت‌عنوان متاسوماتیسم از آن صحبت به میان می‌آید. چنانکه قبلاً اشاره شد، متاسوماتیسم عبارت است از هر نوع جانشینی ماده در سنگ که با تغییر ترکیب شیمیایی همراه است و به‌موجب آن کانیهای



شکل ۷-۴۳ مقطع فرضی یک توده نفوذی و جریانهای جابه‌جایی آبهای زیرزمینی در داخل شکستگیهای حول و حوش آن.

1. postmagmatic

قدیمی به‌حالت محلول از محیط خارج می‌شوند و به‌جای آن کانیهای جدیدی به‌وجود می‌آیند. این دو عمل به‌قسمی همزمان انجام می‌شوند که در خلال آن حالت جامد سنگ پیوسته محفوظ می‌ماند.

نوع کانیهایی که در لایهٔ دگرسان‌شده دیده می‌شود بستگی به عوامل زیر دارد:

ـ ترکیب کانی‌شناسی سنگ میزبان،

ـ ترکیب سیالاتی که در دسترس سنگ قرار می‌گیرند.

ـ دما و فشار محیط.

ـ شدت و گسترش دگرگونی هیدروترمال نیز به دو عامل خارجی و داخلی بستگی دارد: عامل خارجی شامل موارد زیر است:

ـ تراوایی سنگ میزبان،

ـ ساختمان اولیهٔ سنگ میزبان،

ـ ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ میزبان،

ـ عمقی که سنگ میزبان دچار دگرسانی می‌شود.

عامل داخلی شامل موارد زیر است:

ـ حجم محلولهای هیدروترمال که خود تابع حجم توده‌های نفوذی است،

ـ دما و فشار محلولهای فوق که خود تابع عمق استقرار تودهٔ نفوذی و نوع آن است،

ـ قدرت انتشار که خود به نوع عناصر محلول در فاز سیال وابسته است،

ـ شرایط EH و pH محلولها.

سنگهای دگرگونی هیدروترمال

بعضی از سنگهای دگرگونی هیدروترمال را در دگرگونیهای مجاورتی (اسکارن و گریزن) و دگرگونیهای زیر کف اقیانوس (به‌نامهای گرینستون، آمفیبولیت، سرپانتینیت) ذکر کرده‌ایم. با توجه به اهمیتی که دگرگونیهای هیدروترمال در پیدایش کانسارهای فلزی دارند و از آن با عنوان دگرسانی یا آلتراسیون هیدروترمال صحبت می‌شود در اینجا به‌طور مختصر به آن اشاره می‌کنیم.

۱. **آلبیتیت.** سنگهایی از دستهٔ متاسوماتیت است که براثر عملکرد محلولهای پس‌ماگمایی سدیم‌دار ـ ناشی از گرانیتوییدها ـ در ساختمان و ترکیب سنگ، تغییراتی بروز می‌کند.

تأثیر این محلولها بیشتر به بخش قله‌ای گرانیتوییدها محدود است و موجب پیدایش آلبیت، میکای لیتیم‌دار و دیگر کانیهای باارزش مانند کلمبیت، پیروکلر، زیرکُن، بریل و کانیهای عناصر خاکهای نادر می‌شود. گاهی وفور آلبیت در سنگ به‌حدی است که آن را آلبیتیت می‌خوانند.

۲. **آدینول.** با ورود محلولهای هیدروترمال سرشار از سدیم در رسوبات رسی، سنگی سرشار از آلبیت به‌وجود می‌آید که عمدتاً در حاشیهٔ توده‌های نفوذی بازیک ظاهر می‌شود.

۳. **اپیدوتیت یا اپیدوزیت.** سنگی است سبزرنگ و اساساً از اپیدوت تشکیل یافته و ممکن است در آن کمی کلریت و بلورهای کوارتز هم دیده شود. بافت این سنگ عمدتاً افیتی و معمولاً از دگرگونی بازالتها یا گابروها به‌وجود می‌آید. این پدیده را اپیدوتی شدن نیز نامیده‌اند.

۴. **پروپیلیتی شدن.** این پدیده در حد رخسارهٔ شیست سبز اتفاق می‌افتد و عمدتاً سنگهای آتشفشانی به‌ویژه آندزیتها که در معرض محلولهای هیدروترمال قرار داشته باشند به مجموعه‌ای از کوارتز + آلبیت + کلریت + اپیدوت + کلسیت + کانیهای رسی تبدیل می‌شوند و سنگ به رنگ سبز درمی‌آید. این همان پورفیرهای سبز است که آن را در اکتشاف کانسارهای مس و مولیبدن ردیابی می‌کنند.

۵. **سریسیتی شدن.** این دگرسانی با خروج عناصر سدیم، کلسیم و منیزیم سیلیکاتها مشخص می‌گردد و براثر آن آلومینوسیلیکاتها به‌ویژه پلاژیوکلازها از بین می‌روند و به‌جای آنها میکاهای دانه‌ریز و گاه فیبری (سریسیت) جایگزین می‌شود. این پدیده در دمای حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد رخ می‌دهد.

۶. **آرژیلی شدن.** این پدیده در محیطهای اسیدی رخ می‌دهد و به‌موجب آن عناصر آلکالن سیلیکاتها مثلاً سدیم، پتاسیم و کلسیم فلدسپارها از محیط خارج می‌شوند و به‌جای آنها کانیهای رسی به‌وجود می‌آید. وجود رگه‌های سفیدرنگ و گاه خالص کائولن در توفیتهای سبز البرز به این پدیده وابسته است و دمای تشکیل آن ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است.

۷. دگرسانی پتاسیک. اصولاً در مجاورت توده‌های نفوذی و با دخالت محلولهای پتاسیم‌دار، بعضی از کانیهای سنگ به ارتوز تبدیل می‌شوند.

با توجه به‌شرایطی که از تشکیل کانیهای نوظهور فوق می‌دانیم، وجود رگه‌هایی مانند زئولیت، کربنات، کلریت، سیلیس و حتی اوپال در داخل سنگها را می‌توان به دگرگونی هیدروترمال وابسته کنیم. ضمناً وجود سرپانتینیتها، رودنژیت (رودنگیت)، پیدایش مجموعه‌های تالک + سرپانتین و رگه‌های آزبست در مجموعه‌های افیولیت ملانژ ایران همگی به دگرگونی هیدروترمال مربوط‌اند که از توضیح مجدد آنها صرف‌نظر می‌کنیم.

ز) سنگهای دگرگونی درجات بسیار شدید

۱. میگماتیتها

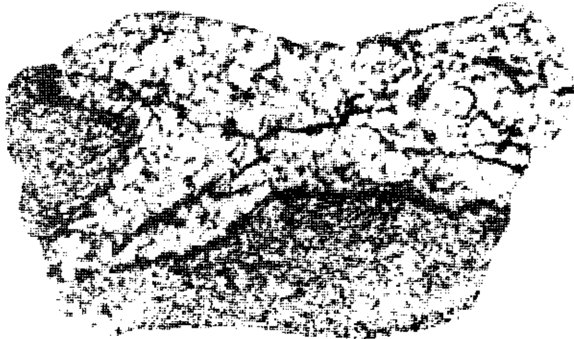
در مناطقی که با دگرگونی درجات شدید سروکار داشته باشیم سنگهای مختلط نیمه‌ذوب‌شده‌ای پیدا می‌کنیم که به آن میگماتیت می‌گویند. میگماتیت، در زبان یونانی به‌معنی اختلاط است و عبارت از سنگی مرکب و ناهمگن است که قسمتی از آن رنگ روشن و ظاهر گرانیتی دارد و قسمت دیگر از نوع گنیسی و از کانیهای تیره تشکیل شده است (شکل ۷-۴۴). حد بین بخش گرانیتی با بخش دگرگونی ممکن است ناگهانی یا تدریجی باشد. حدود هر یک از بخشها ممکن است در ابعاد چندین سانتی‌متر یا حتی متر باشد. به‌همین دلیل، میگماتیتها را باید در مقیاس بزرگ یعنی در کارهای صحرایی تشخیص داد. در حد نمونه‌های دستی فقط به‌شرط آنکه، مقیاس اختلاط در حد مناسبی باشد می‌توان آن را بازشناخت.

همان‌طور که پیشتر ذکر شد، بخشی از میگماتیت گرانیتی و بخش دیگر آن گنیسی و غالباً سرشار از کانیهای آهن و منیزیم و آلومینیم است. به بخش گرانیتی و روشن سنگ منقول[1]، مجموعهٔ روشن یا لوکوسم[2] می‌گویند. بخش گنیسی را که از ذوب مصون مانده و از ترکیبات دیرگداز ساخته شده رستیت[3] (باقیمانده) یا مجموعهٔ تیره یا ملانوسم[4] می‌نامند و یا توجه به برجای ماندن و مقاومت، به آن کانیهای قدیمی و مصون مانده از ذوب یا پالئوسم[5] هم گفته شده است.

در شکل ۳-۱، منحنی پررنگی به‌نام منحنی ذوب گرانیت نشان داده شده که معرف شروع ذوب ترکیبات گرانیتی در حضور آب است. در شکل ۵-۷، نیز همین منحنی را در

---

1. mobilisat
2. leucosome
3. restite
4. melanosome
5. paleosome



شکل ۷-۴۴ عکسی از میگماتیت. در اینجا بخش روشن با نواری از بیوتیت تیره مشخص می‌شود که حدود منطقهٔ ذوب‌نشده را مشخص می‌کند. این شکل و ترکیب بخش باقیمانده (گنیس شیستی) نشان می‌دهد که احتمالاً آب در شیارهای سنگ وجود داشته و عامل ذوب بوده است.

داخل قلمرو رخساره‌های دگرگونی مشخص کرده‌ایم و ملاحظه می‌کنیم که در شرایط سطح زمین (فشار کم)، این منحنی، در داخل رخسارهٔ سانیدینیت و در اعماق زیادتر (فشار زیاد) در قلمرو رخسارهٔ آمفیبولیت وارد می‌شود. یعنی در شرایط رخسارهٔ آمفیبولیت ممکن است پدیدهٔ ذوب رخ دهد و در صورتی که ترکیب مناسب باشد، مایع مذاب با ترکیب گرانیتی به‌وجود آید. در داخل همین رخسارهٔ آمفیبولیتی، این منحنی ذوب به مرز پایداری آندالوزیت ـ سیلیمانیت نزدیک می‌شود و همان‌طور که پیشتر توضیح داده شد، وجود سیلیمانیت معرف درجات شدید دگرگونی است و حضور سیلیمانیت در بسیاری از میگماتیتهای دنیا نشانهٔ آغاز ذوب سنگهای گرانیتی است. به‌علاوه، وجود میگماتیتها در داخلی‌ترین مناطق دگرگونی ناحیه‌ای (یعنی در هستهٔ آنها، شکل ۷-۱۸) هم نشانهٔ دیگری از درجات شدید دگرگونی ناحیه‌ای است.

دربارهٔ نحوهٔ تشکیل میگماتیت نظریات مختلفی ابراز شده که اهم آنها به‌اختصار چنین است:

۱. بعضی از محققان وجود لایه‌های کوارتز و فلدسپار را به تزریق ماگمای مذاب گرانیتی به داخل سطوح شیستوزیته در ارتباط می‌دانند و آن را نوع گنیس در نظر می‌گیرند که به‌نام گنیس تزریقی مشهور است (شکل ۶-۱۴).

۲. بعضی دیگر تصور می‌کنند که لایهٔ گرانیتی براثر تزریق ماگما به‌وجود نیامده، بلکه از ذوب‌بخشی و در جا، در درجات شدید دگرگونی ایجاد شده است (شکل ۶-۱۶).

در این حالت، کانیهای روشن که به‌سهولت ذوب می‌شوند در حد بین کانیهای دیرگداز قرار می‌گیرند. مسلماً وجود آب بین لایه‌ای موجب سهولت عمل ذوب می‌شود و در نتیجه ممکن است در پیدایش لایه‌های ذوب مؤثر باشد.

۳. گروهی عقیده دارند که حالت نواری ممکن است در نتیجهٔ مهاجرت بعضی از ترکیبات در خلال دگرگونی باشد، مثلاً یونهای پتاسیم، سدیم و سیلیسیم ممکن است به داخل لایه‌ها وارد شود و آنها را فلدسپار تبدیل کند و آهن و منیزیم هم وارد لایه‌های سرشار از کانیهای تیره می‌شود. این همان تفریق دگرگونی است (شکل ۶-۱۶)، که قبلاً راجع به آن بحث کرده‌ایم.

میگماتیتها به‌صورت اشکال متفاوت دیده می‌شوند (شکل ۷-۴۵) که از توضیح آن صرف‌نظر می‌کنیم و تنها به ذکر مختصر ۵ نمونهٔ زیر اکتفا می‌کنیم:

۱. میگماتیت نوع آگماتیک[1] یا میگماتیتهایی که ساخت برشی دارند (شکل ۷-۴۹).

۲. میگماتیت نوع فلبیتی[2] یا میگماتیتهایی که حالت رگه‌ای دارند.

۳. میگماتیت نوع نبولیتی[3] که حالت شبح و ابرمانند دارد (شکل ۷-۵۰).

۴. میگماتیت نوع شلیرن[4] که در آن کانیهای دیرگداز چینهای متعدد به‌خود می‌گیرد.

۵. میگماتیت نوع افتالمیتی[5] که پر از اشکال بادامی یا چشمی است.

۲. آناتکسی و گرانیتهای آناتکسی

کلمهٔ آناتکسی معرف دگرگونی ناحیه‌ای شدیدی است که با ذوب کامل یا بخشی از سنگ همراه باشد (آناتکسی یعنی ذوب). مادهٔ حاصل از ذوب در فرایندهای سنگ‌زایی مجدد یعنی تولید ماگمای پالین ژنتیک یا گرانیتهایی که از ذوب رسوبات به‌وجود می‌آیند، دخالت می‌کند. سنگ‌شناسان با ذکر مثالهای متعدد نشان داده‌اند که بسیاری از گرانیتها منشأ رسوبی دارند و معمولاً رسهای شیستی سرشار از کوارتز، گری‌واک و آرکوز را به‌عنوان مولد گرانیت در نظر می‌گیرند. آزمایش زیر این موضوع را به‌اثبات می‌رساند:

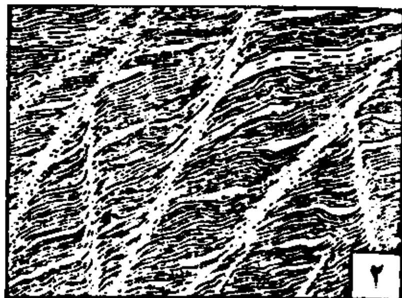
آزمایش. یک رس ایلیت‌دار سرشار از کوارتز و آلومین (نمونهٔ A)، یک رس ایلیتی کوارتزدار (نمونهٔ B) و یک رس سرشار از منیزیم و آهن (نمونهٔ C) را انتخاب می‌کنیم و آنها را در فشار ثابت ۲۰۰۰ بار در کوره قرار می‌دهیم، سپس دمای کوره را تدریجاً

---

1. agmatic
2. phlebitic
3. nebulitic
4. schlieren
5. ophthalmitic



ساخت برشی (یا آگماتیک)



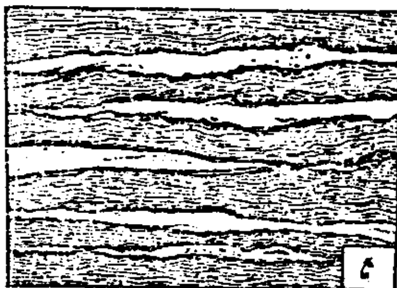
ساخت دیکتیونیتیک



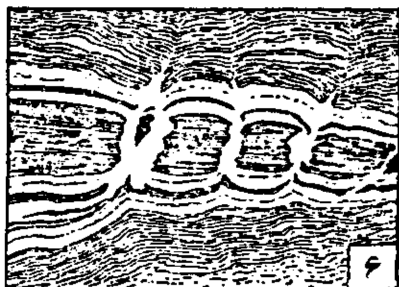
ساخت شولن



ساخت فلبیتی



ساخت لایه‌ای و یا استروماتیک



ساخت سورئیتیک (یا انبساطی)

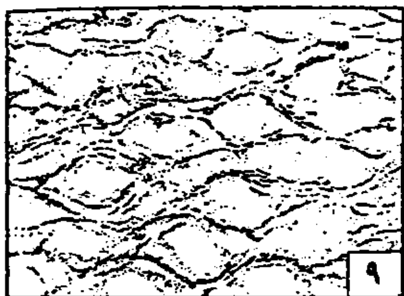
ادامهٔ شکل ۷-۴۵



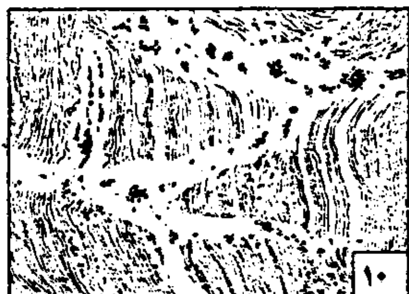
ساخت چین‌خورده



ساخت پتیگماتیک



ساخت اُفتالمیتی (چشمی)



استیکتولیتیک



ساخت شلیرن



ساخت نبولیتی

شکل ۷-۴۵ ساختمانهای مهم در میگماتیتها.

(الف)



(ب)

شکل ۷-۴۶ دو نوع میگماتیت. آیا می‌توانید با توجه به شکل قبل نوع این دو میگماتیت را تعیین کنید؟



شکل ۷-۴۷ آناتکسیت یا میگماتیت

افزایش می‌دهیم. با افزایش دما، واکنشهایی در حالت جامد صورت می‌گیرد و کانیهای جدیدی به‌وجود می‌آید (کانیهای دگرگونی) و به این ترتیب سنگ دگرگونی ایجاد می‌گردد. اگر دما را به ۶۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد برسانیم، شاهد ایجاد کانیهای دگرگونی مندرج در جدول ۷-۶ از نمونه‌های مورد آزمایش خواهیم بود.

جدول ۷-۶ ترکیب کانی‌شناسی رس A و B و C پس از دگرگونی در ۶۷۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار ثابت ۲۰۰۰ بار

نام کانیها	درصد کانیها در نمونهٔ A	درصد کانیها در نمونهٔ B	درصد کانیها در نمونهٔ C
کوارتز	۲۱	۲۰	۲۸
فلدسپار آلکالن	۲۰	۳۰-۲۵	۱۹
پلاژیوکلاز	کم	کم	۵
کوردیریت	—	۲۱	۲۵
بیوتیت	۴	—	کم
مولیت ـ سیلیمانیت	۳۵	۱۰	۹
هماتیت ـ ایلمنیت	۱	خیلی کم	۵-۳ درصد

به این ترتیب، براثر دگرگونی درجهٔ شدید، نمونهٔ A به مجموعه‌ای مشابه با گنیس سیلیمانیت‌دار و دو نمونهٔ B و C به گنیسهای کوردیریت و سیلیمانیت‌دار تبدیل شدند.

خاطرنشان می‌کنیم که در فلدسپار آلکالن کمی آلبیت وجود دارد (پرتیت).

با افزایش بیشتر دما یعنی ۷۲۰ درجهٔ سانتی‌گراد ذوب بخشی آغاز می‌شود. یعنی تمام فلدسپارهای آلکالن و قسمت مهمی از کوارتز و بخشی از پلاژیوکلاز ذوب می‌شود و در عوض مولیت ـ سیلیمانیت، هماتیت، قسمت اعظم بیوتیت و کوردیریت به‌صورت ذوب‌نشده باقی می‌مانند. اگر مجموع کانیهای فوق در یک نمونه با هم وجود داشته باشند میگماتیت نامیده می‌شود که براثر آناتکسی (ذوب) از رسوبات در شرایط درجات شدید دگرگونی به‌وجود آمده است. اگر به‌عللی مایع مذاب حاصل، از مواد جامد ذوب‌نشده جدا شود و مثلاً در طبیعت به بخشهای فوقانی پوستهٔ زمین صعود کند گرانیتهایی به‌وجود می‌آید که می‌توان آنها را گرانیتهای آناتکسی، گرانیتهای پالین ژنتیک نامید. ولی اگر در جا باقی بماند مخلوطی از مواد گرانیتی و دگرگونی به‌وجود می‌آید که به آن میگماتیت می‌گویند. خاطرنشان کنیم که تشخیص این گرانیتها از گرانیتهای ماگمایی با آزمایشهای ساده امکان‌پذیر نیست. با این توضیحات، نتیجه می‌گیریم:

الف) دگرگونی درجات بسیار شدید رسوبات پلیتی و گری‌واکها، ممکن است با پدیدهٔ ذوب همراه باشد.

ب) مادهٔ حاصل از ذوب اگر بر جا بماند و با کانیهای دگرگونی مصون مانده از ذوب مخلوط شود، میگماتیت به‌وجود می‌آید.

ج) با جدا شدن و حرکت مواد مذاب به طبقات فوقانی، گرانیتهایی به‌وجود می‌آید که در طبیعت بسیار فراوان‌اند. این گرانیتها را گرانیتهای پالین ژنتیک می نامند.

۳. آناتکسیت

کلیهٔ سنگهایی که براثر آناتکسی (ذوب) به‌وجود آید آناتکسیت نامیده می‌شوند و چون سنگهای گرانیتی، کمترین نقطهٔ ذوب را دارند، آناتکسیتها عمدتاً ترکیب گرانیتی دارند. مسلماً تشخیص آناتکسیتها هنگامی امکان‌پذیر است که بخش گرانیتی (روشن) و بخش گنیسی (تیره) در کنار هم قرار داشته باشند (شکل ۷-۱۶). در غیر این صورت تنها به کمک آزمایشهای دقیق ژئوشیمیایی و بررسیهای صحرایی می‌توان آنها را شناسایی کرد (مثلاً در یک دگرگونی ناحیه‌ای، از خارج به داخل، که درجات دگرگونی تدریجاً زیاد می‌شود، ممکن است مطابق شکل ۷-۱۸، ابتدا گنیس، سپس لپتینیت، پس از آن میگماتیت

و در هسته گرانیت داشته باشیم. به احتمال زیاد این گرانیت را باید از منشأ آناتکسی یعنی از نوع آناتکسیت دانست.

این آناتکسیتها را باید آناتکسیت پوسته‌ای نامید. بنابراین باید آناتکسیت گوشته‌ای هم داشته باشیم، زیرا از ذوب‌بخشی پریدوتیتهای سازندهٔ گوشتهٔ فوقانی مایعات بازالتی به‌وجود می‌آید که مخلوطی از سنگهای بازالتی و قطعات ذوب‌نشدهٔ گوشتهٔ فوقانی است. این همان آناتکسیتهای گوشته‌ای است که در سطح زمین بسیار کمیاب‌اند.

گرانیتهای آناتکسی. کلیهٔ گرانیتهایی که منشأ آناتکسی داشته باشند به این نام موسوم‌اند.

۴. امبرشیت یا امبرکیت[1]

امبرشیت را می‌توان نوعی میگماتیت با ساخت چشمی دانست (شکل ۷–۴۸). در این حالت، نوعی گنیس چشمی با چشمهای درشت فلدسپار است که حد فاصل بین چشمها را کانیهای ورقه‌ای بسیار نازک (گاهی از نوع سوزنی) از هم جدا می‌کند.

سنگهای دگرگونی و منابع معدنی

منابع معدنی ارزشمندی که براثر پدیده‌های دگرگونی به‌وجود می‌آیند به دو دستهٔ عمده تقسیم می‌شوند: الف) سنگها، ب) کانیها.

الف) سنگها

در ایران، از قدیم از سنگ لوح برای سقف، روکار و کف ساختمان استفاده می‌کردند. به‌دلیل آنکه این سنگها را می‌توان به‌صورت ورقه‌ای بزرگ سنگی جدا کرد در بعضی روستاها به‌عنوان پل سنگی استفاده می‌شود. سنگ مرمر نیز به‌علت برش آسان و ظاهر زیبا از قدیم در بسیاری از مناطق دگرگونی مانند مشهد، گلپایگان، ازنا، اطراف همدان، اسدآباد، یزد و اردکان استخراج می‌شده است. سنگ چینی نوعی مرمر دانه‌ریز است که به‌علت رنگ روشن و استحکام در تزیینات درونی ساختمان به‌کار برده می‌شود. در سوئد، آلمان و فرانسه از آمفیبولیت، گنیس و بعضی از شیستهای سبزرنگ به‌عنوان سنگهای ساختمانی استفاده می‌شود. گنیسهای زمان‌آباد ناحیهٔ ساغند از نمونه‌هایی است که می‌توان از آن در تزیینات درونی و بیرونی ساختمان استفاده کرد. همان‌طور که در مورد منشأ

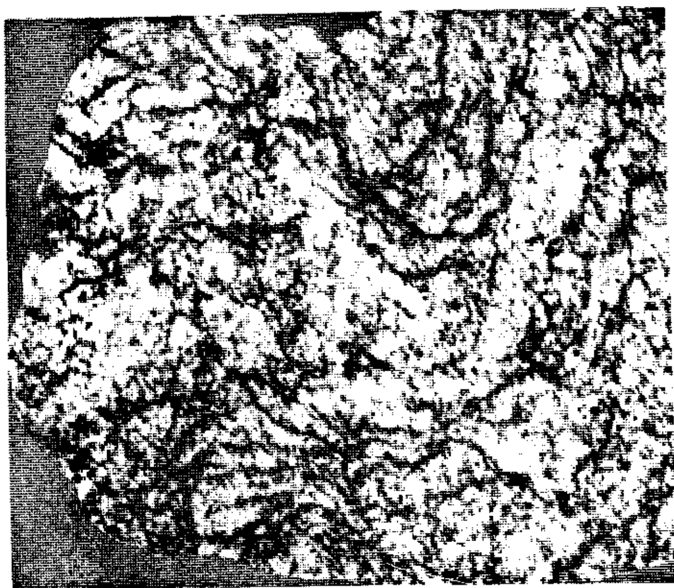
1. embrechite



شکل ۷-۴۸ امبرشیت



شکل ۷-۴۹ میگماتیت نوع آگماتیتی



شکل ۷-۵۰ نبولیت



شکل ۷-۵۱ گنیس چشمی

سرپانتینیتها و دگرگونی آنها اشاره شد، از سنگهای سرپانتینیت به‌عنوان سنگ سبز رگه‌دار (در تجارت سنگهای ساختمانی) نام برده می‌شود. پیشتر گفتیم که در سبزوار و به‌خصوص جنوب مشهد، ظروف سنگی از نوع سنگ سرپانتینیت + تالک حاوی کمی کلریت تهیه می‌کنند که به‌صورت قندان، شمعدان، جای دیزی و مجسمه‌های سنگی و حتی تسبیح به‌فروش می‌رسانند.

ب) کانیها

بعضی از کانیهای دما بالا مانند آندالوزیت و سیلیمانیت برای تولید چینیهای مقاوم در برابر گرمای زیاد مثل شمع اتومبیلها به‌کار برده می‌شود. بعضی از کوره‌های مقاوم را از کانیهای دگرگونی سرشار از Al_2O_3 می‌سازند.

از گروناها به‌عنوان کانیهای ساینده استفاده می‌شود. بعضی از انواع آتشی رنگ آن را به‌عنوان جواهر یا یاقوت بدل استفاده می‌کنند. از انواع سبزرنگ آن نیز در جواهرسازی استفاده می‌شود. از کورندون (آلومین) که در سنگهای سرشار از آلومین دگرگون‌شده به‌وجود می‌آید و پس از الماس سخت‌ترین اجسام (در مقیاس موس) است به‌عنوان کانی ساینده و از انوع رنگین آن در جواهرسازی به‌عنوان یاقوت استفاده می‌شود.

از تالک نیز در لوازم بهداشتی و آرایشی به‌صورت نرم‌کننده و هم در صنعت به‌عنوان روان‌کننده استفاده می‌شود. از گرافیت که خود از دگرگونی شیلهای کربن‌دار و زغال سنگها ایجاد می‌شود در صنعت به‌عنوان چرب‌کننده، تهیهٔ مداد، زغال دینام الکتروموتورها و در راکتورهای اتمی به‌عنوان کم‌کنندهٔ سرعت نوترونها در ماشینهایی استفاده می‌شود که دمای زیاد تولید می‌کنند.

همان‌طور که در مبحث دگرگونی مجاورتی ذکر کرده‌ایم، از اسکارنها کانسارهای باارزشی از مس، مولیبدن، قلع، آنتیموان و آهن می‌توان به‌دست آورد. به‌علاوه، همان‌طور که در دگرگونی هیدروترمال و متاسوماتوز اشاره شد، کانسارهای عظیم مس، مولیبدن، سرب، روی، آهن، تنگستن، بیسموت، طلا و نقره .... ممکن است از شستشوی سنگهای آذرین با محلولهای هیدروترمال به‌وجود آیند.

آزبست یا پنبهٔ کوهی نیز که از دگرگونی هیدروترمال سنگهای اولترابازیک و پریدوتیت به‌وجود می‌آید. در تهیهٔ پارچه‌های نسوز به‌کار می‌رود.

شرح مختصری از پراکندگی سنگهای دگرگونی در ایران*

با توجه به برنامهٔ تحصیلی دانشگاه پیام‌نور و برای آنکه دانشجویان زمین‌شناسی این دانشگاه و دیگر دانشجویان عزیز کشور بتوانند بعضی از انواع سنگهای دگرگونی را در نزدیکی محل اقامت خود پیدا کنند و آنها را تا حد امکان مطالعه و نامگذاری کنند سعی کرده‌ایم در اینجا به اختصار بعضی از بیرون‌زدگیهای سنگهای دگرگونی ایران را ذکر کنیم. مسلماً در درس زمین‌شناسی ایران می‌توانید با تفصیل بیشتری مطالب را دنبال کنید.

الف) سنگهای دگرگونی مجاورتی

۱. در نزدیکی پلور (جادهٔ هراز) در حد فاصل آهک‌لار و گدازه‌های بازالتی دماوند، خاکهای قدیمی به رنگ قرمز آجری در آمده که گاهی ضخامت آن تا ۳۰ سانتی‌متر هم می‌رسد. این همان دگرگونی مجاورتی است که در محل تماس با گدازه‌های آتشفشانی به‌وجود آمده است.

۲. در حاشیهٔ گرانودیوریت قصر فیروزه (شرق تهران)، آهکهای تریاس دگرگون شده و مرمر ولاستونیت و گرونادار به‌وجود آمده است. معدن آهن قصر فیروزه که اکثراً مانیتیت و هماتیت و کمی پیریت و کالکوپیریت است به اسکارن‌زایی همین توده در حاشیهٔ سنگهای آهکی وابسته است.

۳. در ناحیهٔ اهر، در اطراف تودهٔ دیوریتی و گرانودیوریتی، اسکارنهای کانی‌زا با عیار خوبی از مس در مجاورت سنگهای آهکی به‌وجود آمده (معدن مزرعه)، و کانیهای تشکیل‌دهندهٔ آن دانه‌درشت‌اند و در آن مولیبدن نیز گزارش شده است.

۴. در حاشیهٔ گرانیتوییدهای همدان، به‌خصوص در مسیر جادهٔ عباس‌آباد ـ گنجنامه دگرگونی مجاورتی تودهٔ الوند را می‌توان مشاهده کرد که ابتدا با شیستهای لکه‌دار و سپس به هورنفلسهای تیره و سیاه کوردیریت ـ فلدسپاردار برخورد می‌کنیم.

۵. گرانیت دوران زنجان در رسوبات سازند کهر این منطقه نفوذ کرده و شیلهای آن را سخت و متراکم نموده و به این ترتیب دگرگونی مجاورتی به‌وجود آورده است.

۶. گرانیت جنوب لاهیجان در ضلع جنوب شرقی خود، سنگهای آهک تشکیلات کهر را دگرگون کرده و مرمر گرانوبلاستی با کانیهای دگرگونی به‌وجود آورده است و در

* جزء برنامه‌های درسی دانشجویان نیست و برای مطالعه بیشتر درج شده است.

ناحیه دیزبن، شیست لاهیجان (دگرگونی ناحیه‌ای) را مجدداً دگرگون کرده است (دگرگونی مجاورتی).

۷. در اطراف گرانیت یونس ملایر هورنفلسهای نسبتاً ضخیمی وجود دارد. نظیر همین نوع هورنفلسها را می‌توان در نزدیکی تویسرکان (گردنهٔ دولایی) باکوردیریتهای فراوان سیاه‌رنگ و آندالوزیتهای گلی رنگ پیدا کرد.

۸. در مشرق ایران، گرانیت شاه کوه، در شمال مجموعهٔ دگرگونی ناحیه‌ای مجموعهٔ ده سلم بیرون زده است. این مجموعه، دوباره براثر دگرگونی مجاورتی این گرانیت به هورنفلسها و شیستهای لکه‌دار تبدیل شده است. در همین هالهٔ دگرگونی آثاری از کانی‌زایی مس دیده می‌شود.

۹. در اطراف گرانیتوییدهای مشهد هالهٔ دگرگونی جالبی وجود دارد به‌نحوی که اسلیتها و شیستهای مشهد، دگرگونی مجدد پیدا کرده‌اند.

۱۰. در حاشیهٔ شمالی تودهٔ سینیتی لواسان، مشرق تهران، توفیتهای سبز البرز سخت‌تر شده و در آن گلوله‌هایی از کالسدوئن ـ اوپال در متن دانه‌درشت توفیتها به‌وجود آمده است.

۱۱. در سد کرج، در حاشیهٔ شمالی تودهٔ مونزودیوریت این ناحیه، توفیتهای سبز البرز دگرگون شده و در آن سوزنهای آمفیبول به‌وجود آمده و سنگ سخت‌تر و مستحکم‌تر شده است.

۱۲. در اطراف گرانیتها و گرانودیوریتهای ابهر (بین تاکستان و زنجان) توفها و آندزیتهای این ناحیه دگرگون شده‌اند و در داخل شکستگیها آثاری از کانیهای سبز رنگ مس و دگرسانیهای هیدروترمال دیده می‌شود.

۱۳. در حاشیهٔ شرقی گرانیت شیرکوه یزد، مرمرهای بسیار دانه‌درشتی (قطر کلسیتهای ایدیومورف به حدود ۲ سانتی‌متر می‌رسد) وجود دارد که قطعات خردشدهٔ آن را در موزاییک‌سازی به‌کار می‌برند. در حاشیهٔ شمالی این توده نیز شیلهای ژوراسیک به هورنفلسهای سخت و متراکم تبدیل شده است.

ب) سنگهای دگرگونی دینامیکی

متاسفأنه پیدا کردن این نوع سنگها به تجربهٔ زیاد نیاز دارد. در کنار بعضی از گسلهای مهم ایران، مثلاً راندگی بزرگ زاگرس، گسل نهبندان، گسل بشاگرد، گسل کویر بزرگ و گسل

شاندیز ـ سنگ بست (مشهد) می‌توانید این نوع سنگها را پیدا کنید. مؤلف در ضلع غربی گرانیت حسن رباط موته اصفهان، گرانیت میلونیتی را مشاهده کرده است. ضمناً بعضی از گرانیتهای ایران مانند انواعی که در یونس و سامن ملایر بیرون‌زدگی دارند یا در گرانیتهای شیرکوه یزد (از مسیر جادهٔ تفت) در زیر میکروسکوپ می‌توان آثار خاموشی موجی در کوارتز و بافت ساروجی را ملاحظه کرد که نشانه‌هایی از دگرگونی دینامیکی در آنهاست. در کانیهای سازندهٔ بعضی از پریدوتیتها آثار میلونیتی شدن را به‌صورت خردشدگی می‌توان مشاهده کرد. در مناطق خردشده و گسل‌خوردهٔ گرانیت جنوب لاهیجان، سنگهای کاتاکلاستی و میلونیت به‌وجود آمده است. در همدان، گنیس علی‌آباد دمق، در نتیجه حرکت گسلهای ناحیه به‌وجود آمده است.

ج) سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

با توجه به گسترش و وسعت دگرگونی ناحیه‌ای در ایران بعضی از زونهای دگرگونی ایران به اختصار عبارت‌اند از:

۱. دگرگونی زون بینالود که در جنوب مشهد تا تربت‌جام ادامه دارد و دنبالهٔ آن تا داخل افغانستان نیز کشیده شده است. سنگهای دگرگونی به‌صورت اسلیتها، شیست و میکاشیستهای بسیار متنوع در جنوب شهر مشهد، طرقبه و در کنار جاده مشاهده می‌شود. ضمناً اولترابازیکهای بین لایه‌ای (با رسوبات) دگرگونی‌یافته و مجموعهٔ سرپانتینیت + تالک نمونه‌هایی است که در ساختن اشیای سنگی از آن استفاده می‌کنند. به‌عقیدهٔ نگارنده، گرانیتهای قدیمی مشهد با جهت‌یافتگی زیاد خود در نتیجهٔ دگرگونی شدید رسوبات پالئوزوئیک زیرین به‌وجود آمده‌اند.

۲. سنگهای دگرگونی در ناحیهٔ اسالم (راه خلخال) و شاندرمن در کوههای طالش را می‌توان تنوعی از گنیس و میکاشیست و اسلیتها دانست که در آن رگه‌های کوارتز فراوان نیز می‌توان مشاهده کرد.

در مسیر جادهٔ فومن به ماسوله، نیز انواع میکاشیستها و لینه‌آسیونهای جالب توجه را در چهار کیلومتری ماسوله می‌توان رؤیت کرد.

۳. در مجموعهٔ دگرگونی گشت واقع در مشرق ماسوله، سنگهایی با درجات دگرگونی متفاوت را می‌توان دید. متأسفانه به‌علت منطقهٔ جنگلی، بیرون‌زدگیها را فقط در مسیر رودخانهٔ غروب بار و ماسال می‌توان مشاهد کرد. در قسمتهای زیرین این مجموعه،

میگماتیت، گنیس و میکاشیستهای متنوع دیده می‌شود که با یک لایه کوارتزیتی از قسمتهای فوقانی جدا می‌شود و در مجموعهٔ فوقانی، اقسام شیستها و فیلیتها را می‌توان مشاهده کرد.

۴. نوار دگرگونی یا زون دگرگونی سنندج ـ سیرجان به طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر و پهنای متوسط ۳۰ کیلومتر گسترش دارد و شامل مجموعه‌های دگرگونی سنندج، همدان، ملایر، تویسرکان، بروجرد، اراک، گلپایگان، بوانات، ده‌بید، نیریز، اسفندقه، سیرجان، حاجی‌آباد است. انواع رخساره‌های دگرگونی و سنگهای دگرگونی در آن دیده می‌شود. چنانکه در بخشهای جنوبی، میگماتیتها، گنیسها، میکاشیستها، آمفیبولیتها و مرمرهای فراوانی به سن قدیمی پرکامبرین و ژوراسیک پایانی وجود دارد. در همدان، شیستها و میکاشیستهای متنوع (راه همدان به ملایر) دیده می‌شود.

۵. دگرگونی ده سلم در مشرق ایران در جنوب بیرجند به‌صورت نواری به طول ۱۳۰ کیلومتر و به عرض تقریباً ۱۵ـ۲۰ کیلومتر وجود دارد که در بخش غربی درجهٔ دگرگونی آن شدیدتر از بخشهای شرقی است و در آن مرمر، آمفیبولیت، میکاشیست، گنیس و اسلیتهای فراوان گزارش شده است.

۶. دگرگونی زون فلیش شرق ایران یعنی زون نهبندان ـ خاش واقع در حد شرقی مرز ایران با پاکستان، اسلیتها و فیلیتهای دگرگون‌شده وجود دارد. گرانیت زاهدان واقع در مشرق شهر زاهدان در داخل همین اسلیتها بیرون زده است.

۷. در علی‌آباد گرگان، شیستهای دگرگون‌شده وجود دارد که می‌توان آن را فیلیت و شیست کم دگرگون‌شده نامید. گسترش آن زیاد و در امتداد شرقی ـ غربی (موازی با حاشیهٔ دریای خزر) وجود دارد. این سنگهای دگرگونی را بازالتهای بسیار فرسوده (ملافیر) قطع کرده است.

۸. در مغرب شهر اورمیه، دگرگونی ناحیه‌ای با وسعت و ضخامت زیاد و درجات متنوع وجود دارد که ادامهٔ آن به کشور ترکیه می‌رسد. این دگرگونی را بسیار قدیمی (پرکامبرین) و گاهی کربنیفر یا مزوزوئیک ذکر کرده‌اند که در آن مرمر، آمفیبولیت، میکاشیست، گنیس، متاریولیت و متابازالت وجود دارد.

۹. در تکاب، دگرگونی با وسعت زیاد در چهار گوش تکاب دیده می‌شود. در آن گنیس، میگماتیتهای مختلف، میکاشیست، شیست (انگوران) که حاوی معادن فلزی نظیر سرب است گزارش کرده‌اند.

۱۰. در ساغند، اردکان یزد، متنوع‌ترین، بارزترین و ضخیم‌ترین سریهای دگرگونی ناحیه‌ای (به ضخامت ۱۰۰۰۰ متر) وجود دارد که مجموعه‌های چایدونی (شامل میگماتیت، گنیس، آمفیبولیت، مرمر، میکاشیست و شیستهای متنوع)، مجموعهٔ بنه‌شورو (شامل میگماتیت، گنیس، مرمر و آمفیبولیت و میکاشیست، متاریولیت، متاگری‌واک) و مجموعهٔ تاشک (که از نوع درجهٔ دگرگونی ضعیف است) نامیده می‌شوند. بهترین مجموعهٔ سنگهای دگرگونی را می‌توان از این ناحیه تهیه کرد.

د) سنگهای دگرگونی هیدروترمال

بسیاری از رگه‌های معدنی که با نحوی با دگرسانیهای پروپیلیتی شدن، سریسیتی شدن، کائولینی شدن و دگرسانی پتاسیک همراه است دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال نامیده می‌شوند که معدن مس سرچشمه و کلیهٔ دگرسانیهایی آن مثال جالب آن است. در افیولیت ملانژهای ایران نیز آثاری از دگرگونیهای هیدروترمال به‌صورت سرپانتینیت، تالک شیست، رودنژیت، منیزیت دیده می‌شود و پیدایش آزبست را به‌همین مسئله مربوط می‌دانیم. در ملانژهای سبزوار، بشاگرد، خوی و تربت‌حیدریه علاوه بر آثار فوق، دگرگونیهای شیست آبی و مرمر و آمفیبولیت گزارش شده است که جزء دگرگونی هیدروترمال محسوب نمی‌شود و بیشتر به حوادث تکتونیک در هنگام جایگزینی یا پس از جایگزینی و استقرار در طول حوادث کوه‌زایی مربوط‌اند.

خودآزمایی ۷

گزینهٔ صحیح را مشخص کنید.

۱. مشخصهٔ عمدهٔ بافت هورنفلسی کدام است؟

الف) دانه‌ها هم اندازه و دارای جهت‌یافتگی است

ب) دانه‌ها هم اندازه و فاقد جهت‌یافتگی است

ج) دانه‌ها ناهم اندازه ودارای جهت‌یافتگی است

د) دانه‌ها بسیار ریز و زیر میکروسکوپ به زحمت قابل تشخیص است

۲. شیستهای لکه‌دار جزء کدام یک از انواع دگرگونی است؟

الف) مجاورتی　　　　ب) دینامیکی

ج) عمومی　　　　د)هیدروترمال

۳. اسکارنها عمدتاً در چه مناطقی به‌وجود می‌آیند و چه مشخصه‌ای دارند؟

الف) در حد فاصل توده‌های نفوذی با سنگهای سیلیسی و بدون فولیاسیون‌اند؟

ب) در حد فاصل توده‌های نفوذی با دولومیت و دارای فولیاسیون‌اند.

ج) در حد فاصل میگماتیتها و ممکن است با یا بدون فولیاسیون باشد.

د) در حد فاصل توده‌های نفوذی با سنگهای آهکی و فاقد فولیاسیون است.

۴. فرق گریزن با اسکارن عبارت است از:

الف) گریزن از دگرگونی مجاورتی سنگهای سیلیسی و اسکارن از دگرگونی مجاورتی سنگهای آهکی به‌وجود می‌آید.

ب) گریزنها همان اسکارن‌اند ولی فاقد کانسارهای قابل استخراج‌اند.

ج) گریزن از متاسوماتیسم سنگهای گرانیتی ولی اسکارن از دگرگونی مجاورتی سنگهای آهکی به‌وجود می‌آید.

د) گریزن از متاسوماتیسم سنگهای گرانیتی و اسکارن از متاسوماتیسم سنگهای بازیک به‌وجود می‌آید.

۵. تفاوت فیلیت با اسلیت در چیست؟

الف) فیلیت درجهٔ دگرگونی کمتری نسبت به اسلیت دارد.

ب) فیلیت درجهٔ دگرگونی بیشتری نسبت به اسلیت دارد.

ج) اسلیت کلیواژ اسلیتی ولی فیلیت کلیواژ درزه‌ای دارد.

د) اسلیت از دگرگونی دینامیکی و فیلیت از دگرگونی ناحیه‌ای به‌وجود می‌آید.

۶. سنگ صابون جزء کدام یک از انواع زیر است و مشخصهٔ عمدهٔ آن چیست؟

الف) اسلیت و بدون فولیاسیون مشخص

ب) اسلیت و با فولیاسیون مشخص

ج) فیلیت و با فولیاسیون مشخص

د) فیلیت و بدون فولیاسیون مشخص

۷. از سنگهای دگرگونی زیر کدام یک فراوانترند؟

الف) شیستها — ب) فیلیتها

ج) اسلیتها — د) مرمرها

۸. مجموعهٔ کانیهای زیر نام کدام سنگ دگرگونی را در ذهن تداعی می‌کند؟

آکتینوت + آلبیت + اپیدوت

الف) سنگ صابون　　ب) شیست سبز

ج) آمفیبولیت　　د) شیست آبی

۹. علت تنوع گنیس به‌علت تنوع ....

الف) شرایط دگرگونی است.

ب) ترکیب سنگ مادر است

ج) دانه‌درشتی و شاخص بودن آن در طبیعت است.

د) شرایط دگرگونی و سنگ مادر است.

۱۰. گرینستون چه مشخصاتی دارد؟

الف) سنگی دانه‌متوسط، سبز رنگ با ظاهر آفانیتی و رخسارهٔ شیست سبز

ب) سنگی است دانه‌ریز با ظاهر آفانیتی و فولیاسیون‌دار و با رخسارهٔ آمفیبولیتی

ج) سنگی است دانه‌ریز با ظاهر آفانیتی و با رخسارهٔ شیست سبز

د) سنگی است دانه‌متوسط با ظاهر فانریتی و با رخسارهٔ آمفیبولیتی

۱۱. نام دیگر شیست آبی چیست و در چه شرایطی به‌وجود می‌آید؟

الف) شیستهای منیزیم‌دار، در فشار و دمای متوسط

ب) گلوکوفان شیست، در فشار زیاد و دمای کم

ج) گلوکوفان شیست، در دمای زیاد و فشار کم

د) آمفیبول شیست، در فشار متوسط و دمای کم

۱۲. لپتینیت جزء کدام یک از سنگهای دگرگونی است؟

الف) اکلوژیت　　ب) شارنوکیت

ج) گرانولیت　　د) گنیس

۱۳. سوئوویت در چه نوع دگرگونی به‌وجود می‌آید؟

الف) مجاورتی　　ب) اصابتی

ج) عمومی　　د) دینامیکی

۱۴. از مشخصات عمدهٔ سنگهای سری شارنوکیتی آن است که .....

الف) بافت گرانوبلاستی دارند و از کانیهای بی‌آب تشکیل شده‌اند.

ب) بافت گرانوبلاستی و آمفیبول و پیروکسن دارند.

ج) جزء رخسارهٔ گرانولیتی‌اند و کانیهای تیره و بی‌آب دارند.

د) از دگرگونی شدید سنگهای بازالتی به‌وجود می‌آیند.

۱۵. ساخت شلیرن در میگماتیتهای نتیجهٔ چیست؟

الف) دگرگونی درجهٔ شدید

ب) تبلور دوبارهٔ کانیها در مناطق خاصی از آن

ج) چین‌خوردگی کانیهای دیرگداز براثر مهاجرت مواد

د) ذوب کانیهای آبدار و پا بر جا ماندن کانیهای بی‌آب

پاسخ خودآزماییها

فصل اول

۱)- (الف)	۲) - (ب)	۳) - (الف)	۴) - (الف)
۵) - (الف)	۶) - (ب)	۷) - (الف)	۸) - (ج)

فصل دوم

۱) - (الف)	۲) - (ب)	۳) - (الف)	۴) - (د)
۵) - (ب)	۶) - (ب)	۷) - (الف)	۸) - (ب)
۹) - (الف)	۱۰) - (د)		

فصل سوم

۱) - (ج)	۲) - (الف)	۳) - (ب)	۴) - (د)
۵) - (الف)	۶) - (ج)	۷) - (الف)	۸) - (ج)
۹) - (الف)	۱۰) - (د)		

فصل چهارم

۴) - (د)	۵) - (د)	۶) - (ج)	۹) - (د)

فصل پنجم

۱) - (ب)	۲) - (ج)	۳) - (الف)	۴) - (الف)
۵) - (الف)	۶) - (الف)	۷) - (ب)	۸) - (الف)
۹) - (الف)	۱۰) - (ب)	۱۱) - (ج)	۱۲) - (الف)
۱۳) - (د)	۱۴) - (ب)		

فصل ششم

۱) - (د)	۲) - (ب)	۳) - (الف)	۴) - (الف)
۵) - (ج)	۶) - (الف)	۷) - (ب)	۸) - (د)

۹) ـ (ب)	۱۰) ـ (ب)	۱۱) ـ (ب)

فصل هفتم

۱) ـ (ب)	۲) ـ (الف)	۳) ـ (د)	۴) ـ (ج)
۵) ـ (ب)	۶) ـ (د)	۷) ـ (الف)	۸) ـ (ب)
۹) ـ (د)	۱۰) ـ (ج)	۱۱) ـ (ب)	۱۲) ـ (ج)
۱۳) ـ (ب)	۱۴) ـ (الف)	۱۵) ـ (ب)	

منابع

آسیابانها، عباس، ۱۳۷٤: *بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی*، نوشته دیوید شل. ترجمه آسیابانها، انتشارات دانشگاه امام خمینی قزوین، ٦۳۰ صفحه.

پورمعتمد، فرامرز، علی درویش‌زاده و احمد معتمد ۱۳۷۰: *مبانی زمین‌شناسی* (ترجمه)، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه تهران، ۷٤۱ صفحه.

درویش‌زاده، علی، ۱۳٦٦: *کانیها و سنگها* (ترجمه)، انتشارات جهاد دانشگاهی، ٦۷۰ صفحه.

درویش‌زاده، علی، ۱۳۷۱: *سنگ‌شناسی دگرگونی*، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، ۳٦٤ صفحه.

درویش‌زاده، علی، ۱۳۸۱: زمین‌شناسی پوستهٔ اقیانوسی (ترجمه)، ژوتووموری، انتشارات دانشگاه تهران، ٥٦۹ صفحه.

سرابی، فریدون، ۱۳۷۳: *سنگهای دگرگونی*، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۸٤ صفحه.

صداقت، محمود، ۱۳٦۹: *دهانه‌های برخوردی در زمین*؛ ترجمهٔ مقاله مجلهٔ Scientific American، آوریل ۱۹۹۰، مجلهٔ *رشد زمین‌شناسی*، شماره‌های ۱۹ و ۲۰.

قاسمی، حبیب‌الله، ۱۳۷۸: *مبانی بافت و ریزساختهای سنگهای دگرگونی*. نوشته بارکر. انتشارات دانشگاه شاهرود، ۲٦۰ صفحه.

کنعانیان، علی، حبیب‌الله قاسمی و عباس آسیابانها، ۱۳۷۳؛ *مبانی پترولوژی دگرگونی*، انتشارات جهاد دانشگاهی، ٤۱۱ صفحه.

هوشمندزاده، عبدالرحیم، ۱۳٦۲: *تکوین سنگهای دگرگونه*. (ترجمه)، انتشارات دانشگاه کرمان، چاپ علوی، ٥۱٥ صفحه.

Aubouin, J. R, Brousse. J. P, Lehman, (1974), *Précis de géologie*, tome I, Pétrologie, Edition Dunod Université., 745p.

Barker, A. J. (1990), *MetamorphicTextures and Macrostructures*, Blackie, Glasgow.
(ترجمه شده به‌وسیله حبیب‌الله قاسمی ۱۳۷۸)

Barrow, G. (1983), "On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the S E Highlands of Scotland and its accompanying metamiorphism," *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, 49.330-58.

Bayly, B. (1968), *Introduction to petrology*, Printice Hall, International, Inc. London.

Bell, T. H. (1985), "Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation," *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 109-18.

Bell, T. H., S. E. Johnsom, (1989), "Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis, " *Journal of Metamorphic Geology*, 7. 279 - 310

Best, M. G. (1982), *Igneous and metamorphic petrology*, W. H. Freeman and CO. Ltd. 630p.

Grieve, R. A. F. (1990), "Impact cratering on the Earth," *Scientific American*, April 1990..

Lameyre, J. (1986), *Roches et mineraux*, Doin Ed. Paris, 386p.

Mehnert, K. R. (1968), *Migmatite and the origin of granitic rocks*, Elsevier Publishing Company, 393p.

Mason, R. (1984), *Petrology of the Metamorphic rocks*, CBS Publishers and Distributers, Dehli, 254p.

Miyashiro, A. (1973), *Metamorphism and metamorphic belts*, New York, John Wiley and Sons, 492p.

Turner, F. J. (1981), *Metamorphic petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects*, 2nd Ed., New-York, McGraw- Hill, 524p.

Turner, F. J. and Verhoogen, J. (1960), *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Ed., New York, McGrow- Hill, 694p.

Vernon, R. H. (1976), *Metamorphic processes*, London, Thomas Murby, 247p.
Vermon, R. H. (1989), "Porphyroblasts- matrix microstructural relationships: recent approaches and problems," In Daly J. S., R. A. Cliff B. W. D. Yardley. (eds.), *Evolution of metamorphic Belts. Geological Society of London Special Publication*, 43, pp83-102.
Winkler, H. G. F. (1976), *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 4th Ed., Springer Verlag. New York, 254p.
Yardley B. W. D. (1989), *An Introduction to metamorphic petrology*, Longman, Harlow, 319p.
Yardley B. W. D., S. W, Mackenzie, and C. Guilford, (1990), *Atlas of metamorphic rocks and their textures*, Longman Scientific and Technical, 120p.

واژه‌نامهٔ انگلیسی- فارسی

absolute مطلق
absolute age سن مطلق
absorption جذب
abukuma type metamorphism دگرگونی نوع ابوکوما
accessory mineral کانی فرعی
accretionary افزایشی، به‌هم افزوده
accretionary prism منشور به‌هم افزود
acicular سوزنی
action عمل، رفتار
adhesien چسبندگی
agent عامل
agent of metamorphism عامل دگرگونی
agmatic آگماتیک
allochemical آلوشیمیایی
aochemical metamorphism دگرگونی آلوشیمیایی
allotropy چند شکلی
alteration دگرسانی، تغییر و تجزیه
amorphe غیرمتبلور، بی‌شکل
amygdale بادام، بادامی
analyse تجزیه و تحلیل، تجزیه
anatexie, anatexis آناتکسی، ذوب
anisotropy انیزوتروپی، ناهمسانی
anormal غیرعادی، ناجور
assemblage مجموعه
associated mineral کانیهای وابسته، کانیهای همراه
ardoise آردواز، سنگ لوح
augen چشمی
augen gneiss گنیس چشمی
aureole هاله
autometamorphism خودگرگونی
automorphe خودشکل
axial plane سطح محوری
axe یا axis محور
baked پخته‌شده
banding نواربندی ـ نواری
basement پی‌سنگ، زیربنا
bedded لایه‌لایه
bedded texture بافت لایه‌لایه
bedding لایه‌بندی ـ چینه‌بندی
bedding glide لغزش لایه‌ای
bedding schistosity شیستوزیته هم‌جهت با لایه‌بندی
belt نوار
bituminous قیری، قیردار
bladed structure ساخت تیغه‌ای
blueschist شیست آبی
boudine structure ساخت بودین یا ساخت سوسیسی
brittle شکننده، ترد
brittle deformation دگرشکلی‌شکننده
buriál metamorphism دگرگونی انباشتی یا تدفینی

cataclastic fabric فابریک کاتاکلاستی
cataclastic metamorphism دگرگونی کاتاکلاستی
catazone کاتازون، منطقه عمقی
chromology زمان سنجی
cleavage رخ در کانی (کلیواژ در سنگ)
coarse grained دانه‌درشت
cohesion هم‌چسبی
collision برخورد، تصادم
coloured melange مخلوط رنگی، آمیزهٔ رنگی
compaction تراکم، به‌هم‌فشردگی
complex پیچیده، مجموعه‌ای مختلط
composition ترکیب
compression فشردگی
concretionary کنکرسیونی
confining pressure فشار همه‌جانبه
contact مجاورت، همبری
contact metamorphism دگرگونی مجاورتی
convergent همگرا، متقارب

coordination کونوردیناسیون، هم‌آرایی
creep خزش
cross bedding چینه‌بندی متقاطع
crush خردشدن
crush zone منطقهٔ خردشده

decay تلاشی، (تجزیهٔ رادیواکتیویته)
deformation دگرشکلی، تغییر شکل دادن
degree درجه
dense چگال، سنگین
deuteric ثانوی
devitrified دویتریفیه (از شیشه خارج شده)
diagenis دیاژنز، سنگ‌زایی، تحجیر
diagram نمودار
diaphtorese قهقرایی، دیافتورز
differential metamorphism تفریق دگرگونی
diffusive creep خزش انتشاری
diffusive flow جریان تراوشی
dimorphic دوشکلی
directional pressure فشار جهت‌دار
dirty کثیف
dissolution انحلال، حل
ductile شکل‌پذیر
dynamic metamorphism دگرگونی دینامیکی یا جنبشی
dynamo metamorphism دگرگونی جنبشی
dynamothermal metamorphism دگرگونی ناحیه‌ای (حرارتی- جنبشی)

elastic کشسان، الاستیک
elongation طویل‌شدگی
epizone اپی‌زون، منطقهٔ سطحی
equidimentional متساوی‌البعد
equilibrium تعادل
eyed structure ساخت چشمی
eye texture بافت چشمی

fabric فابریک، ساخت
facies رخساره
facies suite (serie) سری رخساره‌ای
fault breccia برش گسلی
fault gouge گوژ گسلی
fissure شکاف، درزه
flow جریان
fluide سیال
fluide pressure فشار سیالی
foliate برگ‌وار
foliation فولیاسیون، برگ‌وارگی
form شکل، ریخت
fracture شکستگی،درزه‌ای
fracture cleavage رخ‌شکستگی یا درزه‌ای
fragmentation خردشدن، قطعه‌قطعه شدن
frictional melting ذوب مالشی یا اصطکاکی
fusion ذوب، گداز

geobaric gradient درجه زمین فشاری
geothermal ژئوترمال، زمین‌گرمایی
gothermal gradient درجهٔ زمین‌گرمایی
gliding لغزش
gneissose گنیسی
graded bedding لایه‌بندی تدریجی
granular دانه‌ای
greenschist شیست سبز
greenstone گرنیستون ـ سنگ سبز

heat گرما، حرارت
heat conduction هدایت گرما
heat flow جریان حرارت
high زیاد، بلند
high pressure فشار زیاد
hornfels هورنفلس
hydrothermal alteration دگرسانی هیدروترمال
hypidioblasete بلاست نیمه‌خودشکل

idioblaste بلاست خودشکل
idiomorphe خودشکل
imbricate structure ساخت فلسی
impact اصابت، ضربت
impact metamorphism دگرگونی اصابتی
imprint اثر، نشانه
index شاخص، راهنما
index minerals کانیهای شاخص یا ردیاب
Initial اصلی، ابتدایی

internal stresses	تنشهای داخلی
intersection	تقاطع، متقاطع
irreversible	برگشت‌ناپذیر
isobar	هم‌فشار
isochemical metamosphism	دگرگونی ایزوشیمیایی
isograde	هم‌درجه
isotrope	ایزوتروپی، همسانی
katazone	کاتازون، منطقهٔ عمیق
kink band	کینک باند ـ نوار شکنج، (ماکل مکانیک)
knot	غده، گره
knotted slate	اسلیت گره‌دار
lamellar	تیغه‌ای
laminar	ورقه‌ای
lattice crystallin	شبکهٔ تبلور
lenticular	عدسی
linear	خطی
lineation	جهت‌یافتگی خطی، لینه‌آسیون
low rank metamorphism	دگرگونی درجه کم تا متوسط
mantle	گوشته
marble	مرمر
marginal	کناری، حاشیه‌ای
marmarosis	مرمری شدن
massive	متراکم، توده‌مانند
massive structure	ساخت متراکم یا توده‌مانند
mechanical twining	دوقلوی مکانیکی یا ماکل مکانیکی
melange	مخلوط، آمیزه
mesozone	مزوزون، منطقهٔ میانی
metacryst	بلورهای‌درشت(اصولاًفقط‌براثرتبلوردوباره‌به‌وجودمی‌آید)
metamorphic	دگرگونی
metamorphic aureole	هالهٔ دگرگونی
metamorphic complex	مجموعهٔ دگرگونی
metamorphic differentiation	تفریق دگرگونی
metamorphic zone	زون یا ناحیه دگرگونی
metamorphism	دگرگونی
metamorphism contact	دگرگونی مجاورتی
metamorphism dynamic	دگرگونی دینامیکی
metasomatism	متاسوماتیسم
metastable	نیمه‌پایدار
mobilisat	پویا، منقول، متحرک
mortar	ساروجی
mortar structure	ساخت ساروجی
multi	پیشوند به‌معنی چند
mylonitization	میلونیتی شدن
nebulitic struture	ساخت نبولیتی
nematoblastic	کانیهای سوزنی در دگرگونی
neoformation	نوظهور
nonhydrostatic pressure	فشار غیرهمه‌جانبه
obduction	رورانش
opacite	کدر، غیرشفاف
opaque	کدر
ore	کانه، سنگ معدن
overburder prossuse	فشار طبقات فوقانی
pair	جفت، زوج
paired metamorphic belts	نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج
paleo	پیشوند به‌معنی قدیمی و اولیه
paleosome	کانیهای قدیم و برجامانده یا مصون‌مانده از ذوب
palingenetic	پالین ژنتیک
paragenesis	پاراژنز
penetrative	مؤثر، درهم
phase	فاز
phase rule	قانون فاز
phenocryst	درشت بلور
planar	صفحه‌ای
plastic	خمیری، شکل‌پذیر
plate	صفحه، ورقه
polymetamorphism	چند دگرگونی
polymorphism	چند شکلی ـ پلی‌مورفیسم
postcrystalline	بعد از تبلور
postmagmatic	پس ماگمایی
post tectonic	بعد از تکتونیک
pressure	فشار
preessure solution	انحلال براثر فشار

prismatic منشوری
prograde پیش‌رونده
prograde metamorphism دگرگونی پیش‌رونده
protolith سنگ اولیه

recrystallization تبلور دوباره، تبلور مجدد.
regional metamorphim دگرگونی ناحیه‌ای
relict باقیمانده
restite باقیمانده، برجامانده
retrograde پس‌رونده، قهقرایی
retrograde metamorphism دگرگونی پس‌رونده یا قهقرایی
reversible برگشت‌پذیر
rim حاشیه

semi-schist سمی شیست ـ نیمه‌شیست
shatter cones مخروطهای خردشدگی
shear deformation دگرشکلی لغزشی یا برشی
sheared لغزشی یا برشی
shock تکان، ضربه
shock waves امواج ضربه‌ای
slip لغزش
soapstone سنگ صابون
sorting جورشدگی
spilitization اسپیلیتی شدن
spot لکه
spotted schist شیست لکه‌دار
spotted slate اسلیت لکه‌دار
strain واتنش، استرین
stress تنش، استرس
structure ساخت
subfacies زیررخساره
sub-sea-floor metamorphism دگرگونی زیر کف اقیانوسی
surface related energy انرژی وابسته به سطح، انرژی سطحی
syntectonic همزمان با تکتونیک

tabular صفحه‌ای
tension کششی
texture بافت
thermal metamorphism دگرگونی حرارتی
translation gliding لغزش انتقالی
trench درازگودال
trimorphic سه‌شکلی
twin gliding لغزش دوقلو یا لغزش ماکلی

ultimate strength مقاومت نهایی
unstable ناپدیدار
upper plastic limit حد فوقانی حالت خمیری داشتن

vermiforme کرمی شکل

xenoblaste بلاست فاقد شکل‌هندسی

zonal منطقه‌ای
zoneography زونئوگرافی،
zoning منطقه‌ای

خوانندهٔ محترم

این پرسشنامه به منظور ارتقای کیفیت کتابهای درسی و رفع نواقص آنها تهیه شده است. دقت شما در پاسخگویی به این پرسشنامه در پایان هر نیمسال ما را در تحقق این هدف یاری خواهد کرد.

نام کتاب .... نام مؤلف/مترجم .... سال انتشار ....

وضعیت پاسخگو: عضوعلمی پیام نور ☐ عضوعلمی سایردانشگاهها ☐ رشتهٔ تخصصی .... سابقهٔ تدریس ....

دانشجوی پیام‌نور ☐ دانشجوی سایردانشگاهها ☐ رشتهٔ تحصیلی .... ورودی سال ....

سؤال	خیلی زیاد	زیاد	کم	خیلی کم
۱. آیا از زمان تحویل و نحوهٔ دسترسی به کتاب راضی بودید؟				
۲. آیا حجم کتاب با توجه به تعداد واحد مناسب بود؟				
۳. آیا راهنماییهایی لازم برای مطالعهٔ کتاب منظور شده بود؟				
۴. آیا در ترتیب مطالب کتاب سلسله مراتب شناختی (آسان به مشکل) رعایت شده بود؟				
۵. آیا تقسیم‌بندی مطالب در فصلها و یا بخشها متناسب و بجا بود؟				
۶. آیا متن کتاب روان و ساده و جمله‌ها قابل‌فهم بود؟				
۷. آیا به روز بودن مطالب و آمارها رعایت شده بود؟				
۸. آیا مطالب تکراری داشت؟				
۹. آیا پیوستگی مطالب با درسهای پیش‌نیاز رعایت شده بود؟				
۱۰. آیا مثالها، شکلها، نمودارها، جدولها و...گویا بودند و در فهم مطلب تأثیر داشتند؟				
۱۱. مطالعهٔ هدفهای کلی، آموزشی/رفتاری تا چه اندازه به درک بهتر شما کمک کرد؟				
۱۲. آیا خودآزماییهای کتاب به گونه‌ای بود که تمام مطالب درسی را شامل شود؟				
۱۳. آیا پاسخ خودآزماییها و تمرینها کامل و گویا بود؟				
۱۴. چقدر با غلطهای املایی و اشکالهای چاپی مواجه شدید؟				
۱۵. کیفیت چاپ و صحافی کتاب چگونه بود؟				
۱۶. آیا طرح روی جلد کتاب مناسب بود؟				
۱۷. چنانچه از وسایل کمک‌آموزشی از قبیل نوار، فیلم، لوح فشرده و... استفاده کرده‌اید، آیا به درک بهتر شما کمک کرده است؟				
۱۸. تا چه اندازه این کتاب شما را از حضور در کلاس بی‌نیاز کرد؟				

لطفاً چنانچه با اشکالهای تایپی یا محتوایی و مطالب تکراری مواجه شده‌اید، فهرستی از آنها را با ذکر شمارهٔ صفحه ضمیمه کنید.

در مجموع کتاب را چگونه ارزیابی می‌کنید؟ عالی ☐ خوب ☐ متوسط ☐ ضعیف ☐

در صورت تمایل سایر پیشنهادهای خود را نیز بنویسید.

این پرسشنامه را پس از تکمیل از کتاب جدا کنید و به قسمت آموزش مرکز تحویل دهید یا مستقیماً به نشانی تهران ۱۹۵۶۹- صندوق پستی ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، مدیریت تدوین ارسال فرمایید.

با تشکر

مدیریت تدوین





دانشگاه پیام‌نور ۱۰۳۵

گروه زمین شناسی (۵۸/ق)


ISBN:978-964-387-050-8